

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA

AVALIAÇÃO DE UM MODELO FÍSICO ESTIMADOR DE IRRADIÂNCIA
SOLAR BASEADO EM SATÉLITES GEOESTACIONÁRIOS

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA À UNIVERSIDADE FEDERAL
DE SANTA CATARINA PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE
MESTRE EM ENGENHARIA MECÂNICA

WALDENIO GAMBI DE ALMEIDA

FLORIANÓPOLIS, JANEIRO DE 1998

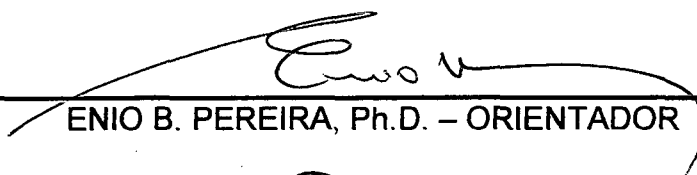
AVALIAÇÃO DE UM MODELO FÍSICO ESTIMADOR DE IRRADIÂNCIA
SOLAR BASEADO EM SATÉLITES GEOESTACIONÁRIOS

CANDIDATO: WALDENIO GAMBI DE ALMEIDA


ESTA DISSERTAÇÃO FOI JULGADA PARA A OBTENÇÃO DO TÍTULO DE

MESTRE EM ENGENHARIA

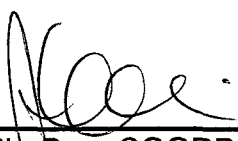
ESPECIALIDADE ENGENHARIA MECÂNICA E APROVADA EM SUA FORMA
FINAL PELO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA
MECÂNICA



ENIO B. PEREIRA, Ph.D. – ORIENTADOR




SÉRGIO COLLE, D.Sc. – CO-ORIENTADOR



ABELARDO A. QUEIROZ, Ph.D. – COORDENADOR DO CURSO

BANCA EXAMINADORA



PAULO CÉSAR PHILIPPI, Dr.Ing. – PRESIDENTE



VICENTE P. NICOLAU, Dr.



PEDRO FELIPE de ABREU, Ph. D.

Aos amigos e aos professores

AGRADECIMENTOS:

Agradeço a todos os que me incentivaram e apoiaram, antes e durante o trabalho. Em particular, agradeço ao Prof. Colle pela oportunidade de participar do projeto, ao Dr. Enio Pereira pelo tratamento sempre cordial e respeitoso, aos diversos funcionários da UFSC que me foram de muito auxílio com sua dedicação e boa-vontade. Não posso deixar de citar os professores da UNICAMP: Fernando Iikawa, Elíermes Meneses e Fernando Cerdeira, assim como a Sra. Maria Ignez, secretária da pós, pelo apoio prestado num dos momentos mais difíceis. Agradeço também ao Prof. Artemio Plana-Fattori, do IAG/USP, pelas referências e informações sobre nuvens, aerossóis e vapor d'água, e ao Dr. Juan Ceballos, do CPTEC/INPE, pelas informações sobre modelos estimadores de insolação. Por fim, aos meus pais, cujo apoio incondicional permitiu a conclusão do trabalho, depois que toda a estrutura oficial falhou.

SUMÁRIO:

	Pg.
INTRODUÇÃO	1
A radiação solar no contexto da ciência atmosférica	2
Aplicações das estimativas de irradiância solar	5
 CAPÍTULO 1 - RADIAÇÃO SOLAR NA ATMOSFERA	 16
1.1 - Processos radiativos no sistema terra-atmosfera	16
1.2 - A óptica dos componentes atmosféricos	20
1.2.1 - A Camada de Ozônio	20
1.2.2 - O Espalhamento Rayleigh	21
1.2.3 - Absorção do Vapor d'água e gases atmosféricos	24
1.2.4 - Os aerossóis e o espalhamento Mie	26
1.3 - Cálculo da transmitância atmosférica à radiação solar	30
 CAPÍTULO 2 - MÉTODOS ESTIMADORES DE IRRADIÂNCIA SOLAR	 33
2.1 - Métodos baseados em medições diretas	33
2.2 - Métodos baseados em heliógrafos	35
2.3 - Métodos assistidos por satélites	40
 CAPÍTULO 3 - MODELO ESTIMADOR BRAZILSR	 43
3.1 - Princípios básicos de cálculo	44
3.2 - Determinação da cobertura efetiva de nuvens	46
3.3 - Cálculo da transmitância atmosférica	47
3.4 - Dados de entrada para o código de transferência	48
3.5 - Resultados preliminares para o Brasil	49
3.6 - Otimização do modelo estimador	55
3.6.1 - Detalhes sobre o funcionamento do modelo estimador	56
3.6.2 - A otimização	58
3.6.3 - Teste do modelo otimizado	59

CAPÍTULO 4 – O MÉTODO PARA DETERMINAR A COBERTURA EFETIVA DE NUVENS	62
4.1 - Método utilizado	62
4.2 - Técnica proposta para verificar a validade do método	65
4.3 - Resultados da verificação obtidos para Florianópolis	68
4.3.1 - Discussão dos Resultados	72
4.4 - Fatores responsáveis pela dispersão	72
4.4.1 - Classificação das Nuvens	76
CAPÍTULO 5 - LIMITES DE NORMALIZAÇÃO	79
5.1 - Influência dos desvios sobre τ_{atm}	80
5.2 - Fatores que afetam $L_{máximo}$ e $L_{mínimo}$	82
5.3 - Fatores que degradam o limite τ_{clear}	83
5.3.1 - Vapor d'água precipitável	84
5.3.2 – Aerossóis	85
5.3.3 - Sintonização (Ajuste) de τ_{clear}	86
CAPÍTULO 6 - OS ARQUIVOS CLIMATOLÓGICOS DE ENTRADA	87
6.1 - Altitude do território	87
6.2 - Albedo do país	89
6.3 - Médias mensais de umidade relativa e temperatura	92
6.4 - Visibilidade atmosférica	94
CAPÍTULO 7 - IMPORTÂNCIA DOS PARÂMETROS DE ENTRADA	95
7.1 - Avaliação dos parâmetros	96
7.1.1 - Ângulo de zênite do Sol (θ_z)	99
7.1.2 - Vapor d'água precipitável (W_{H_2O})	99
7.1.3 - Visibilidade (VIS)	100
7.1.4 - Albedo de Superfície	102
CONCLUSÕES	103

APÊNDICE A - CÁLCULOS DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA	106
APÊNDICE B - TESTES ESTATÍSTICOS UTILIZADOS	112
B.1 - RMSE e MBE	112
B.2 - teste F	112
B.3 - Teste t de Student	113
B.4 - Análise de variância (ANOVA)	114
APÊNDICE C - ANÁLISE ESTATÍSTICA DAS ESTIMATIVAS DO MODELO	
"IGMK-Improved" PARA O BRASIL	115
C.1 - Incertezas das estimativas	115
C.2 - Estimativas do modelo no Brasil	117
C.3 - Princípios do procedimento estatístico empregado	120
C.3.1 - Rotina de teste estatístico utilizada	122
C.4 - Análises estatísticas executadas	122
C.4.1 - Testes em função da altitude	123
C.4.2 - Testes em função da altitude e tamanho das cidades	128
C.5 – Discussão	133
REFERÊNCIAS	135

LISTA DE TABELAS

TABELA 1.1 - Médias anuais do conteúdo de vapor d'água em função da	
Altitude	26
TABELA 2.1 - Erros mensais dos totais diários para abril de 1982 na Suíça	35
TABELA 2.2 - Média mensal dos totais diários obtidos para Montreal pelo	
método de Angström	38
TABELA 2.3 - Erros percentuais para as estimativas obtidas com o	
método de Angström para localidades no Brasil	39
TABELA 3.1 - O RMSE% e o MBE para as estimativas horárias do modelo	
BRAZILSR para Florianópolis, em relação às medidas	
fornecidas pela estação solarimétrica da UFSC	52
TABELA 3.2 - As médias mensais dos totais horários medidos pela estação	
solarimétrica da UFSC e as médias mensais dos totais horários	
das estimativas obtidas com o modelo BRAZILSR em	
Florianópolis, para 1994	54
TABELA 3.3 - O RMSE% e o MBE dos dados da tabela 3.2	54
TABELA 4.1 - Avaliação estatística dos testes efetuados sobre Florianópolis .	70
TABELA 4.2 - O RMSE% e o MBE para os quatro conjuntos de dados	
disponíveis para Florianópolis	71
TABELA 7.1 - Estimativa dos valores extremos do conteúdo atmosférico	
de vapor d'água para o Brasil	100
TABELA C.1 - Os erros das estimativas, em comparação com as estações	
solarimétricas. Os Erros estão expressos em MBE e RMSE	119
TABELA C.2 - Resultados do teste t aplicado nos dois grupos (locais acima e	
abaixo de 700 m)	125
TABELA C.3 - Sumário das médias estatísticas para os quatro conjuntos de	
dados	130
TABELA C.4 - Resultados do Teste t para os dois grupos de Cidades Grandes .	131
TABELA C.5 - Resultados do Teste t para os dois grupos de cidades grandes,	
após a retirada de Fortaleza	131
TABELA C.6 - Sumário das médias do teste t sem Fortaleza	132

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Dados solarimétricos fornecidos pelos piranômetros do INMET em várias localidades do Brasil	5
FIGURA 2 - Balsa com placas fotovoltaicas para bombeamento de água	6
FIGURA 3 - Painéis fotovoltaicos situados em localidades isoladas	7
FIGURA 4 - Gerador Termo-Solar com campo de heliostatos	7
FIGURA 5 - Ilustração da energia utilizável	8
FIGURA 6 - Uma curva de utilizabilidade generalizada	10
FIGURA 7 - Representação esquemática da operação de um software para análise energética de edificações	12
FIGURA 8 - Resultados das simulações executadas para um prédio comercial	13
FIGURA 9 - Discretização da atmosfera para efeito de simulação numérica	15
FIGURA 1.1 - Espectro da radiação solar no topo da atmosfera e na superfície do planeta	17
FIGURA 1.2 - Esquema simplificado da conversão da energia radiante na atmosfera	18
FIGURA 1.3 - Gráfico da irradiância espectral normalizada para o sol e a terra	19
FIGURA 1.4 - Transmitância espectral do ozônio	21
FIGURA 1.5 - Representação da função de fase do espalhamento tipo Rayleigh	22
FIGURA 1.6 - Transmitância espectral da atmosfera Rayleigh padrão	24
FIGURA 1.7 - Transmitância espectral dos gases atmosféricos minoritários e do vapor d'água	25
FIGURA 1.8 - Ilustração do espalhamento para dimensões relativas diferentes entre partícula e comprimento de onda da radiação incidente	27
FIGURA 1.9 - (a) A turbidez atmosférica (β) em função de α e da visibilidade; (b) A transmitância espectral do aerossol atmosférico segundo a formulação de Angström	29
FIGURA 2.1 - Piranômetro Eppley com sombreador para medir a radiação solar difusa	34
FIGURA 2.2 - O Heliógrafo de Campbell-Stokes	36

FIGURA 2.3 - Erro quadrático médio (RMSE%) para estimativas horárias no estado de New York, U.S.A	42
FIGURA 3.1 - Fluxograma simplificado de cálculo do modelo estimador BRAZILSR	45
FIGURA 3.2 - Comparação entre os dados estimados a partir de imagens do METEOSAT-3 e dados coletados em Florianópolis durante 1994 ..	50
FIGURA 3.3 - Gráfico de barras dos RMSE% das estimativas horárias de irradiância solar, relacionadas na tabela 3.1	53
FIGURA 3.4 - Gráfico de barras dos RMSE% para os quatro meses de estimativas. Dados da tabela 3.3	55
FIGURA 3.5 - Fluxograma simplificado do modelo estimador otimizado	59
FIGURA 3.6 - Resultados obtidos pelo método otimizado contra os obtidos pelo original	60
FIGURA 4.1 - A cobertura efetiva de nuvens (C_{ef}) em função da leitura (normalizada) do satélite (L)	64
FIGURA 4.2 - Visualização dos ângulos zenitais do sol (θ_z) e do satélite (γ_z)	65
FIGURA 4.3 - Gráficos de $(\tau_{nor}) \times (1 - C_{ef})$ para quatro conjuntos de dados	69
FIGURA 4.4 - Gráfico de barras do RMSE% para os dados da tabela 4.2	71
FIGURA 4.5 - Ponderação dos subsetores de uma imagem de satélite a fim de comparar com os dados da estação solarimétrica	74
FIGURA 4.6 - Localização dos piranômetros da rede solarimétrica de Wisconsin	75
FIGURA 4.7 - Histograma bi-dimensional para as observações de dois canais do satélite METEOSAT	77
FIGURA 4.8 - Classificação da imagem da figura 4.7 pelo método de Desbois (1982)	78
FIGURA 5.1 - Gráficos da transmitância atmosférica "ideal" em função da leitura fornecida pelo satélite (L) e os desvios causados pelo mal-dimensionamento dos limites de normalização	81
FIGURA 6.1 - O Mapa de Altitudes do País, em escala geográfica de 0,5 grau	89
FIGURA 6.2 - O albedo do Brasil em janeiro e julho	91
FIGURA 6.3 - Distribuição da umidade relativa do ar	93

FIGURA 6.4 - Distribuição da temperatura média mensal para janeiro e julho ..	93
FIGURA 6.5 - Visibilidade atmosférica em função da latitude e mês	94
FIGURA 7.1 - Variabilidade de cada parâmetro para a transmitância atmosférica total	97
FIGURA 7.2 - A Transmitância atmosférica em função de cada parâmetro de entrada, segundo os cálculos de transferência radiativa do modelo BRAZILSR	98
FIGURA A.1 – A radiação solar difusa (L) no esquema do método de dois fluxos	107
FIGURA B.1 - Exemplo da distribuição F para amostras com 10 e 25 graus de liberdade	113
FIGURA B.2 - Esta é a distribuição t de Student com 9 graus de liberdade	114
FIGURA C.1 - Isolinhas das médias mensais dos totais diários de radiação solar global durante o inverno (A) e verão (B). Unidades em MJ/m² (10⁶ Joules por metro quadrado)	118
FIGURA C.2 - Comparação da radiação solar global estimada por satélite com a medida nas estações	120
FIGURA C.3 - Histograma dos desvios sistemáticos observados nas estimativas	124
FIGURA C.4 - "Box Plot" dos desvios sistemáticos (MBE) observados na Tabela C.1, separados em dois grupos: para estações acima e abaixo de 700 metros de altitude	125
FIGURA C.5 - Gráficos da distribuição normal dos dois grupos	126
FIGURA C.6 - Curva de distribuição normal esperada após excluir os Pontos correspondentes a Manaus, São Luís e Fortaleza	127
FIGURA C.7 - Box Plot do MBE observado nas cidades acima e abaixo de 700m de altitude	128
FIGURA C.8 - Distribuição normal dos quatro grupos de dados, classificados por altitude e tamanho das cidades	129
FIGURA C.9 - Box Plot para o MBE dos quatro grupos	130
FIGURA C.10 - Box Plot do MBE observado nas grandes cidades, após a retirada do ponto problemático de Fortaleza	132

RESUMO

Este trabalho trata da implantação e otimização do modelo estimador BRAZILSR no país e da avaliação de suas potencialidades e limitações. na sua otimização. O novo código otimizado foi testado, fornecendo resultados praticamente idênticos ao do código original, porém com um tempo de processamento trinta vezes menor. Descreve-se em linhas gerais os princípios e procedimentos do modelo estimador, avaliam-se os efeitos causados por incorreções nas imagens de satélite para as estimativas, assim como os efeitos das incorreções nos arquivos climatológicos de entrada. No processo da implantação foram criados os arquivos climatológicos necessários ao modelo, e avaliou-se a importância relativa de cada um nas estimativas. Finalmente comparam-se as primeiras estimativas fornecidas pelo modelo estimador para Florianópolis com os dados da estação solarimétrica do LABSOLAR, avaliando-se a precisão dos resultados.

ABSTRACTS

This dissertation is a contribution for the set up in Brazil of the BRAZILSR model that estimates the global horizontal surface solar radiation. The basic principles and operation procedures of the BRAZILSR were described, and the major model limitations were evaluated. The model was improved to increase its computational speed nearly 30 times, with virtually no degradation in accuracy compared to the original version. Climatological and other input files were created for Brazil and studied for their relative weights on the model outputs. Effects on the solar irradiation estimates due to errors in satellite imagery and uncertainties in the input files were also studied. A preliminary validation for Florianópolis was made by comparing model predictions to ground data collected at the solar station LABSOLAR.

INTRODUÇÃO

Inúmeros empreendimentos humanos são historicamente vulneráveis às incertezas do tempo e do clima, onde a radiação solar desempenha um papel crucial. Recentemente a radiação solar como fonte de energia alternativa vem ganhando cada vez mais importância. Porém, a sua utilização plena não é possível sem o prévio conhecimento da sua intensidade na localidade de trabalho. A importância desse conhecimento prévio é tão grande quanto são escassos os dados solarimétricos, especialmente em regiões isoladas.

As técnicas mais modernas para estimar a intensidade da irradiância solar utilizam satélites geoestacionários. Com estas técnicas é possível obter estimativas razoavelmente precisas para extensas regiões a um baixo custo operacional. Estas características fazem com que estes métodos sejam os mais adequados para o Brasil, um país de dimensões continentais.

Um convênio firmado entre a Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e o governo alemão (através do GKSS – Institut für Atmosphäre Physik – Geesthacht) resultou na implantação de um destes modelos no Brasil. Este modelo, inicialmente denominado de BRAZILSR (Brazil Solar Radiation) ou GKSS (a instituição onde foi desenvolvido), precisou ser adaptado para as particularidades e condições reinantes no território brasileiro, e para isto é necessário conhecer em detalhes os seus princípios de funcionamento, assim como suas potencialidades e limitações. É neste contexto que se insere o presente trabalho, executado paralelamente à implantação do modelo. Assim, os principais objetivos foram:

- i – Criar ou compilar os arquivos climatológicos com as informações sobre o território brasileiro necessárias para alimentar o modelo.

- ii – Otimizar o algoritmo estimador a fim de reduzir o tempo de processamento.
- iii – Avaliar as potencialidades do modelo estimador.
- iv – Avaliar as limitações do modelo, as principais fontes de erro e a importância relativa entre elas.

Nos próximos itens a importância das estimativas de irradiância solar para estudos científicos e várias atividades econômicas vai ser melhor detalhada.

A radiação solar no contexto da ciência atmosférica

Atualmente há um crescente interesse focalizado tanto na previsão do tempo, quanto nos mecanismos de mudança climática, graças à recente preocupação de que as atividades humanas possam alterar o equilíbrio climático do planeta. Tal assunto não é mais restrito ao meio acadêmico, pois uma grande quantidade de artigos e reportagens invadiu a imprensa leiga e colocaram em domínio público assuntos como a intensificação do efeito estufa, a diminuição da camada de ozônio e as mudanças climáticas globais, freqüentemente de forma alarmista.

A Radiação solar é a fonte de energia do sistema terra-atmosfera-oceanos, este último encarado termodinamicamente como uma máquina térmica, funcionando a uma temperatura média constante. A radiação solar é absorvida em maior quantidade na zona equatorial do planeta, graças, entre outras coisas, à maior quantidade de vapor d'água nestas regiões. A zona equatorial funciona como uma fonte de calor dessa máquina, enquanto a zona polar funciona como o sorvedouro térmico, pois nos pólos a quantidade de energia irradiada para o espaço é maior que a radiação solar absorvida. A necessidade de equilíbrio térmico faz com que as massas de ar quente (e as correntes oceânicas) se desloquem do equador para os pólos, e as correntes frias no sentido inverso. Assim, o clima da terra é determinado pela circulação da atmosfera e dos oceanos entre esses dois reservatórios térmicos. Apesar de fatores orográficos, a

força de Coriolis e os oceanos desempenharem um papel importante neste mecanismo de circulação, em última análise, ele é controlado essencialmente pela radiação solar. Assim, fica claro que a compreensão dos processos climáticos devem começar com o domínio dos processos radiativos que ocorrem abaixo da atmosfera do planeta.

Todos os processos climáticos são não-lineares, há carência de informações atmosféricas em escala global e muito esforço científico tem sido direcionado no estudo dos efeitos climáticos de perturbações como a emissão de poluentes, variações na constante solar e outros fatores. A existência de realimentações climáticas (feed-back) dificultam as análises, e mesmo o efeito líquido de algumas delas estão mal-dimensionados. Só para citar alguns destes processos de realimentação sobre o clima global, temos as nuvens, o vapor d'água, a sensibilidade das calotas polares, a concentração de gás carbônico em função da temperatura e outros.

Atualmente a compreensão e o modelamento dos processos atmosféricos desenvolvem-se a passos largos. Tal progresso é guiado pelo crescente interesse internacional no assunto. A disponibilidade de computadores mais poderosos, foram fundamentais para os cálculos numéricos associados a tais estudos. Também é importante o lançamento de sucessivos satélites para estudos atmosféricos. Só com eles foi possível obter em escala global, os perfis de temperatura, do conteúdo de vapor d'água, da concentração de aerossóis, do ozônio e outros gases opticamente ativos.

Uma medida desse interesse generalizado é dada pelos recursos destinados a novos programas e o lançamento de satélites planejados especialmente para estudos atmosféricos. Dentre os mais recentes, pode-se citar alguns programas das agências espaciais americana, francesa, alemã, russa, italiana e japonesa [C.N.R.S., 1996].

Dentro dos objetivos do programa internacional GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment), três instrumentos foram desenvolvidos para estudar o balanço radiativo e a estrutura termodinâmica da atmosfera, estimar o impacto radiativo dos aerossóis e fornecer informações para alimentar modelos numéricos de simulação climática. O ScaRaB (Scanner for Radiation Budget) é parte do programa espacial

Franco-Russo, com a colaboração da agência espacial alemã. O radiômetro, a ser instalado no satélite russo, METEOR, medirá quatro bandas espectrais, para a radiação solar, térmica e dois canais para caracterizar a cobertura de nuvens do planeta. O IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) vai estudar os perfis de temperatura e umidade da troposfera, assim como o conteúdo total de ozônio, metano e gás carbônico. É um projeto Franco-Italiano destinado à missão meteorológica polar METOP. O programa POLDER é uma cooperação Franco-Nipônica. O instrumento é destinado à missão japonesa ADEOS. Será o primeiro satélite a observar simultaneamente a polarização e a direção da radiação visível refletida pelas nuvens, aerossóis, superfícies oceânicas ou continentais, e o conteúdo atmosférico de vapor d'água. Da parte Norte-Americana temos o projeto EOS (Earth Observation System), parte central da pesquisa americana em mudanças climáticas (Global Change), e da Missão para o Planeta Terra (MTPE - Mission To Planet Earth).

Entre os satélites a serem lançados em breve, os principais são: o AM-1, em 1998, para estudar as nuvens, os aerossóis e o balanço radiativo global; o PM-1, em 2000, para nuvens, precipitação, balanço radiativo global, temperatura atmosférica e perfil de umidade, neves e calotas polares, além da temperatura da superfície dos oceanos; o Chem-1, em 2002, estudará a química atmosférica. Apesar dos recentes cortes no orçamento da NASA, estes três satélites já estão adiantados demais para serem modificados e deverão ser lançados nas datas agendadas. [Science, set/1995]

Todos estes estudos sobre o balanço radiativo global (BRG) e climatologia estão produzindo um crescente aprimoramento do conhecimento atmosférico. As informações obtidas com o conjunto satélites/códigos de transferência radiativa, a progressiva compreensão das interações físicas de nuvens e aerossóis com a radiação solar e terrestre e o aprimoramento do conhecimento sobre o tempo e o clima da terra, acaba por gerar conhecimentos úteis para os que estimam a irradiância solar sobre a superfície do planeta. Portanto, é de se esperar significativas melhorias nas futuras estimativas de insolação e previsões de tempo.

Aplicações das estimativas de irradiância solar

A transmitância atmosférica é muito sensível a fatores climáticos de alta variabilidade tais como as nuvens, o vapor d'água, e os aerossóis, assim como a fatores orográficos. Como consequência, a irradiância solar apresenta alta variabilidade sazonal e regional, revelando que a frase simplista do senso comum : quanto mais frio e perto dos pólos, menos sol, não pode ser adotada sem restrições.

Dados de irradiância solar global sobre o Brasil ilustram bem o fato. Por exemplo, durante o verão, a irradiância solar sobre o sul do Brasil é mais intensa que sobre a região nordeste, como pode ser visto nas médias mensais de insolação durante o verão e durante o inverno, para o período de 1985 a 1987. Na figura 1 estão alguns dos dados da rede solarimétrica do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia).

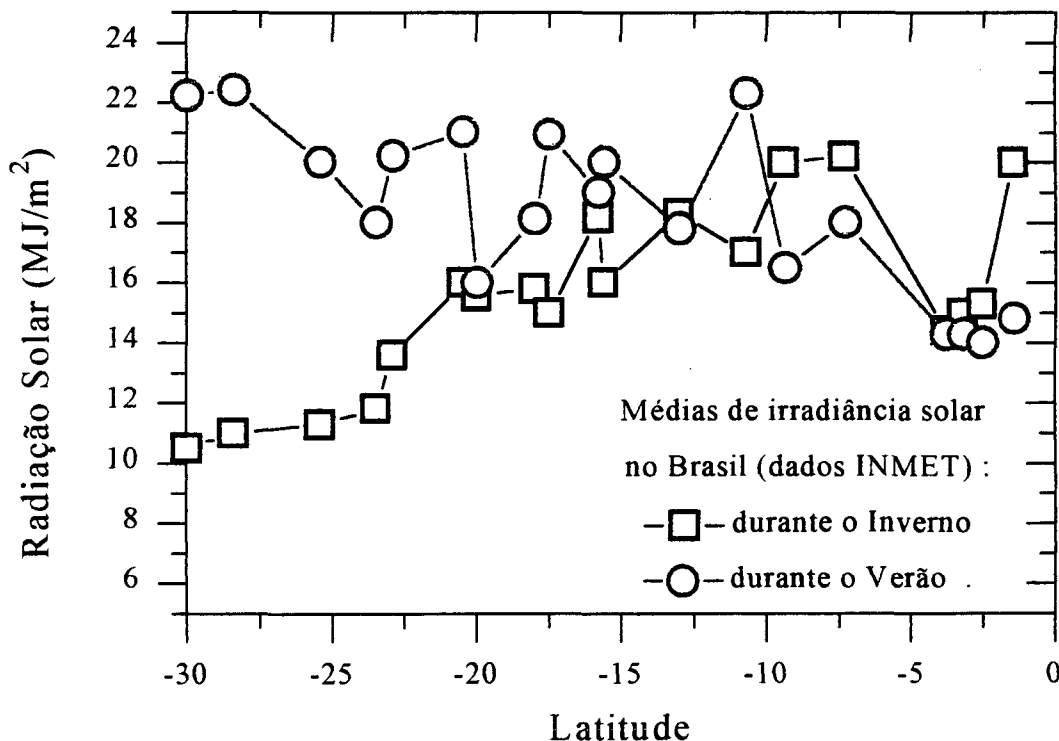


FIGURA 1 - *Dados solarimétricos fornecidos pelos piranômetros do INMET em várias localidades do Brasil*

Uma vez que atividades econômicas tais como a agricultura, a aquicultura, a arquitetura, a meteorologia e o setor de energia, são fortemente dependentes dos níveis de irradiância solar, torna-se economicamente importante o conhecimento destes totais em extensas regiões. Estes aspectos serão melhor discutidos a seguir:

O uso da energia solar ainda não é economicamente viável, se comparada com o custo da energia proveniente de outras fontes ora utilizadas comercialmente. Porém, devido aos custos associados à expansão da rede de distribuição elétrica ou o transporte de combustíveis, a situação pode se inverter em regiões isoladas e sem infra-estrutura. Sob essas condições, a energia solar pode ser uma opção e ser utilizada para a conservação na refrigeração de vacinas, remédios e alimentos, telecomunicação, bombeamento de água (figura 2), luzes de navegação, faróis automáticos, iluminação (figura 3) , dessalinização de água, e aquecimento [Palz, 1981]. Já existem protótipos de usinas termo-solares da escala de Megawatt (MW) (figura 4).

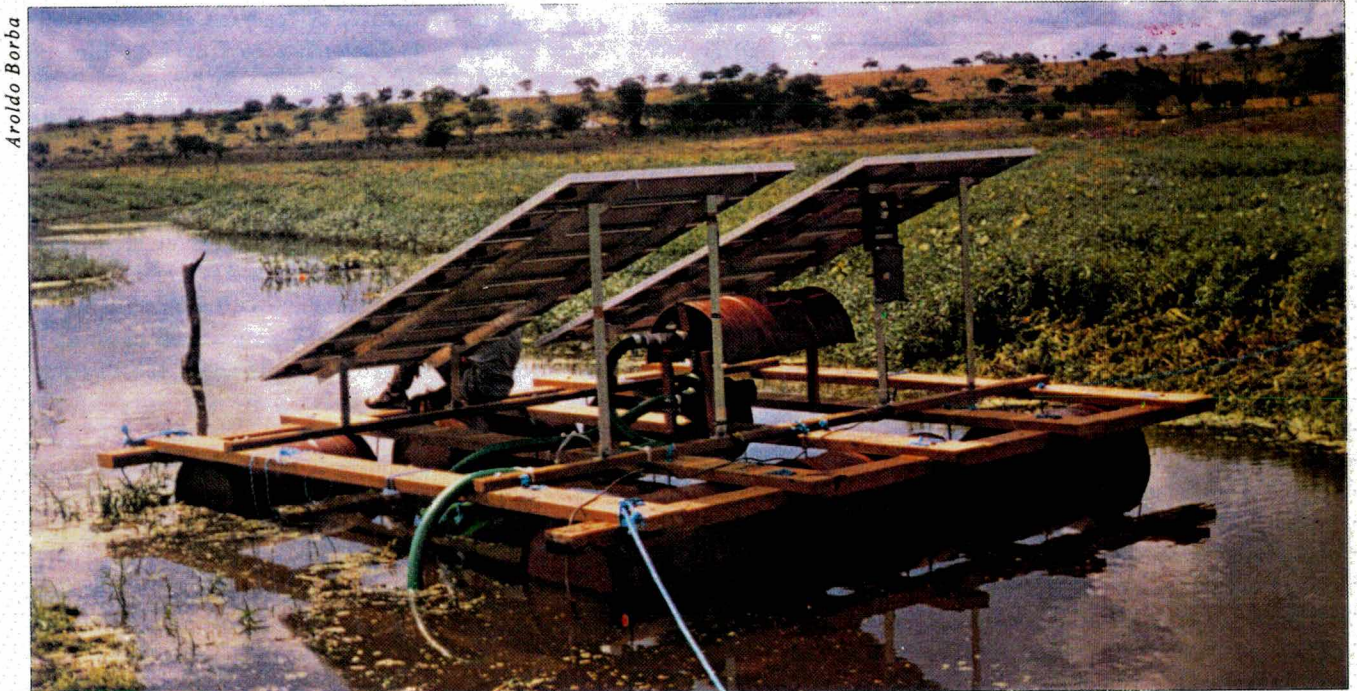


FIGURA 2 - *Balsa com placas fotovoltaicas para bombeamento de água (FONTE: CRESESB)*

série de dados que afetam a eficiência do sistema, tais como a temperatura do ar, a velocidade do vento, a área e orientação das superfícies coletoras, perdas intrínsecas ao sistema, ângulo de incidência da radiação (direta e difusa) e a irradiância mínima (crítica) de operação do sistema.

De forma geral, devido às perdas intrínsecas a todo sistema gerador de energia, um sistema solar, térmico, termo-mecânico ou fotovoltaico, só vai fornecer energia aproveitável quando a irradiância solar estiver acima de um certo nível crítico, que é a irradiância crítica inerente ao sistema. A energia utilizável total é a integral da energia irradiada acima do nível crítico, multiplicada pelo rendimento do sistema, pois normalmente se considera que o rendimento não depende do nível de insolação. Ou seja, se G é a irradiância solar, G_c o nível crítico de irradiância e R o rendimento do sistema, a energia aproveitável é expressa pela integral que segue:

$$E = \int R(G(t) - G_c) dt$$

no intervalo de tempo considerado. A figura 5 ilustra a integral da irradiância e fornece a energia utilizável. A área hachurada é a integral efetiva dessa energia.

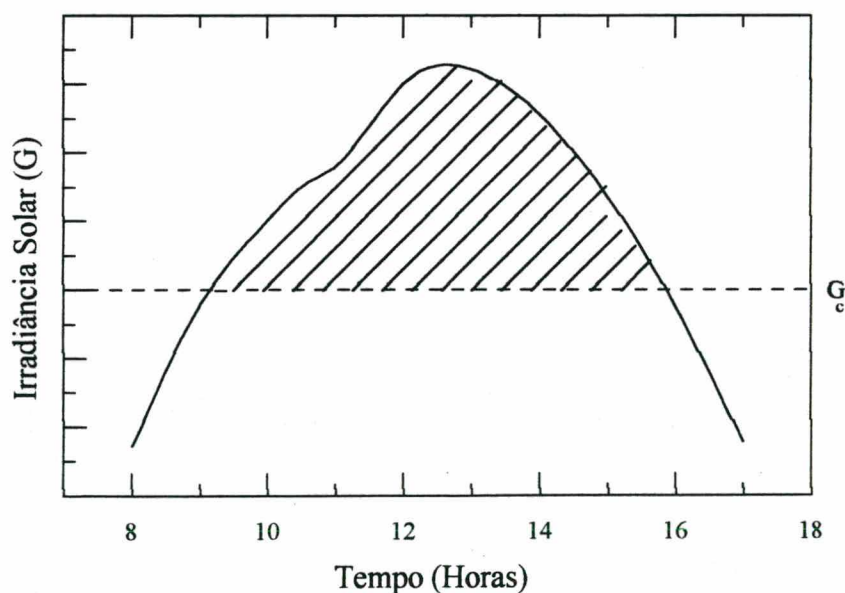


FIGURA 5 - Ilustração da energia utilizável

Graças à questão da insolação crítica, a forma como o total de insolação mensal se distribui no tempo adquire importância, pois passa a afetar a eficiência do sistema. Essa questão pode ser claramente definida com uma única observação: A energia fornecida por um sistema alimentado pela irradiância solar de trinta dias idênticos, com o nível de irradiância igual à média mensal, é diferente da fornecida pela irradiância de quinze dias claros e quinze dias encobertos, mas cujo total de irradiação é igual ao dos trinta dias do grupo anterior. Esta característica está visível nas curvas de utilizabilidade, como a da figura 6, onde a reta representa a energia utilizável obtida em trinta dias de insolação média, a curva considera o efeito da distribuição temporal da insolação, I_T é a insolação média mensal, I_{tc} é a insolação crítica, e Φ é a fração da energia total utilizável. Na diferença entre as duas curvas temos a importância da distribuição temporal da insolação. A reta corresponde à utilizabilidade obtida para 30 dias idênticos, e a curva é obtida ao se considerar a proporção entre os dias ensolarados (alta irradiância solar) e encobertos (baixa irradiância) [Duffie, 1980].

A importância de se ter informações sobre a frequência de dias encobertos, além dos totais ou médias mensais de insolação, é evidenciada para os casos de coletores solares fotovoltaicos com baterias auxiliares. Vários dias encobertos seguidos podem reduzir ou mesmo inviabilizar a aplicabilidade de alguns sistemas fotovoltaicos, que precisariam de uma carga extra de baterias. Como as médias e totais mensais de insolação não trazem informação sobre a frequência e persistência de dias encobertos no local, fica difícil prevenir este problema ao se projetar a carga de baterias necessárias. [Palz, 1981]

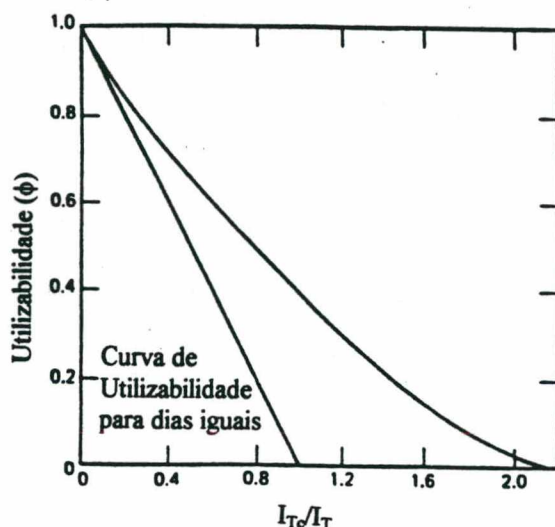


FIGURA 6 - Uma curva de utilizabilidade generalizada (FONTE: Duffie, 1980)

Uma vez que normalmente não existem dados solarimétricos de qualidade para a maior parte das regiões do planeta, desenvolveram-se diversas técnicas para se estimar os tradicionais índices de clareza atmosférica (Clearness Index - K_T), e associar curvas de utilizabilidade a estas informações, permitindo a estimativa aproximada do potencial solar de uma região carente de dados solarimétricos.

Porém, se para o local estiverem disponíveis dados solarimétricos ou estimativas confiáveis, as curvas de utilizabilidade podem ser obtidas com a simples integração numérica. As curvas assim obtidas serão mais precisas que as curvas de utilizabilidade generalizadas. O ideal seriam dados horários, coisa que os atuais modelos estimadores baseados em satélite são capazes de fornecer, desde que bem calibrados e com boa disponibilidade de imagens de satélite. Se tal não for possível, totais diários de insolação são bem melhores que meras médias mensais, já que torna-se desnecessário estimar ou traçar conjecturas quanto à frequência de dias encobertos.

Assim, se estiverem disponíveis estimativas de insolação com boa resolução temporal, é possível analisar a viabilidade econômica e projetar sistemas energéticos com elevado grau de confiança. A capacidade que os atuais modelos estimadores baseados em satélite têm de fornecer estas informações é uma de suas vantagens,

ainda que os níveis de confiança das estimativas não sejam muito altos, eles já são bem melhores que os tradicionais dados climatológicos utilizados.

Na área de construção civil, temos que os melhores projetos arquitetônicos cuidam não só da questão estética, mas trabalham também com a problemática do conforto ambiental e eficiência energética da habitação. Um bom planejamento maximiza o uso da iluminação natural e reduz a carga térmica, produzindo menores gastos em energia elétrica e sistemas de ar-condicionado. Como ferramentas para tais projetos existem códigos computacionais que simulam o comportamento térmico de edificações, prevendo os custos de implantação e operação de um edifício, antes mesmo de se colocar o primeiro tijolo.

Tais códigos utilizam as características construtivas das edificações, (forma, orientação das paredes, tamanho de janelas e portas), propriedades físicas dos materiais da construção, (condutância térmica, absorvância, transmitância, emitância, dos tijolos, reboco, pintura, vidros, portas), e naturalmente, informações climáticas, como umidade, temperatura, além é claro, das informações essenciais sobre a irradiância solar sobre a edificação. O resultado é a previsão do comportamento térmico do edifício e dispêndio energético. A qualidade dos resultados (consumo de energia) depende fortemente da qualidade dos dados de entrada, onde destaca-se a importância da irradiância solar. O organograma abaixo ilustra os passos gerais da simulação:

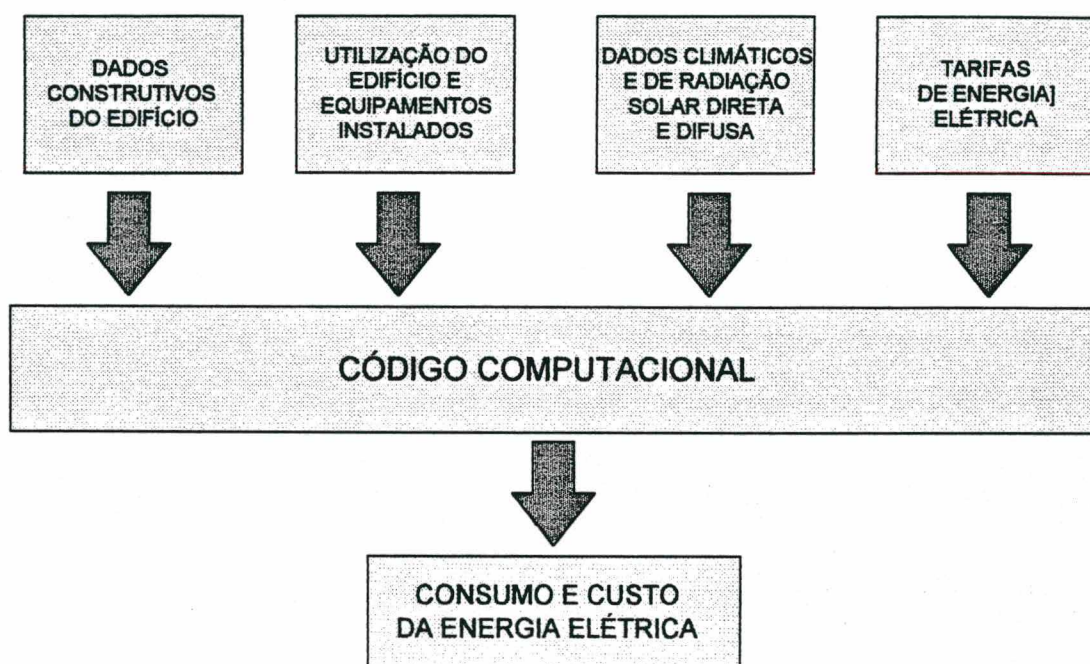


FIGURA 7 - *Representação esquemática da operação de um software para análise energética de edificações*

Tais códigos podem ser utilizados para avaliar projetos de edificações, assim como para analisar as já existentes e avaliar os custos e benefícios de estratégias de conservação de energia. Como exemplo, pode-se citar os trabalhos desenvolvidos pelo Núcleo de Pesquisa em Construção da UFSC. Utilizando o código desenvolvido pelo Departamento de Energia Americano (DOE) e dados de insolação da estação solarimétrica do LABSOLAR/UFSC, o núcleo efetuou tais simulações para a edificação da figura 8, estimou os gastos de energia do prédio, e avaliou também os impactos de várias estratégias de economia:



ESTRATÉGIAS DE ECONOMIA :

Uso de reatores eletrônicos e Luminárias

⇒ *Economia de 21%*

Proteção contra radiação solar (filmes refletorres)

⇒ *Economia de 8 %*

FIGURA 8 - *Resultados das simulações executadas para um prédio comercial (FONTE: Núcleo de Pesquisa em Construção da UFSC)*

A Agricultura é uma das atividades mais sujeitas às incertezas do clima. Além disso, cada espécie vegetal necessita de diferentes níveis de irradiância solar. O conhecimento desta irradiância em diferentes localidades permitiria aos agrônomos saber de antemão se o local é propício a uma dada cultura, no que diz respeito à irradiância solar. A importância deste fator é observada no rótulo do vinho marca Almadén-Cordilheira, onde a vinícola Aurora argumenta que a cordilheira de Palomas, no Rio Grande do Sul, é a única região do Brasil adequada para o cultivo de uvas viníferas, não só pelo clima local, mas também pela existência de níveis adequados de irradiância solar. Segue o texto do rótulo:

*"A cordilheira de Palomas é uma atração da paisagem gaúcha, no extremo sul do Brasil, sobre o Paralelo 31, onde a Almadén descobriu a única região do país para o cultivo adequado de uvas viníferas. Palomas tem invernos muito frios e **um mínimo de 100 dias de sol intenso no verão** quente e seco, o mesmo clima que assegura colheitas de alta qualidade nas melhores regiões vinícolas do mundo."*

(Fonte: rótulo de vinho da vinícola aurora)

Assim como a agricultura, a aquicultura também depende dos níveis de insolação, que podem ser um fator limitante para a multiplicação do plâncton e fitoplâncton, base de cadeias alimentares aquáticas e de interesse para a criação de camarão e cultivos de algas.

Na área de meteorologia e climatologia, utilizam-se modelos de circulação atmosférica para produzir previsões de tempo e clima. Estes modelos numéricos que descrevem a transferência de energia e massa na atmosfera utilizam modelos de discretização para análise numérica com elementos finitos ou volumes finitos da ordem de dezenas ou centenas de km^3 . Dentro de cada elemento da grade, as variáveis climáticas (temperatura, umidade, etc.) são consideradas constantes e a transferência de massa e energia é efetuada entre os elementos.

Como a principal fonte de energia do sistema atmosférico é a radiação solar, o conhecimento preciso da radiação absorvida pelo solo e pela coluna atmosférica, (o que determina o aquecimento de cada célula, balanço hídrico, etc.) é uma condição básica para a obtenção de bons resultados.

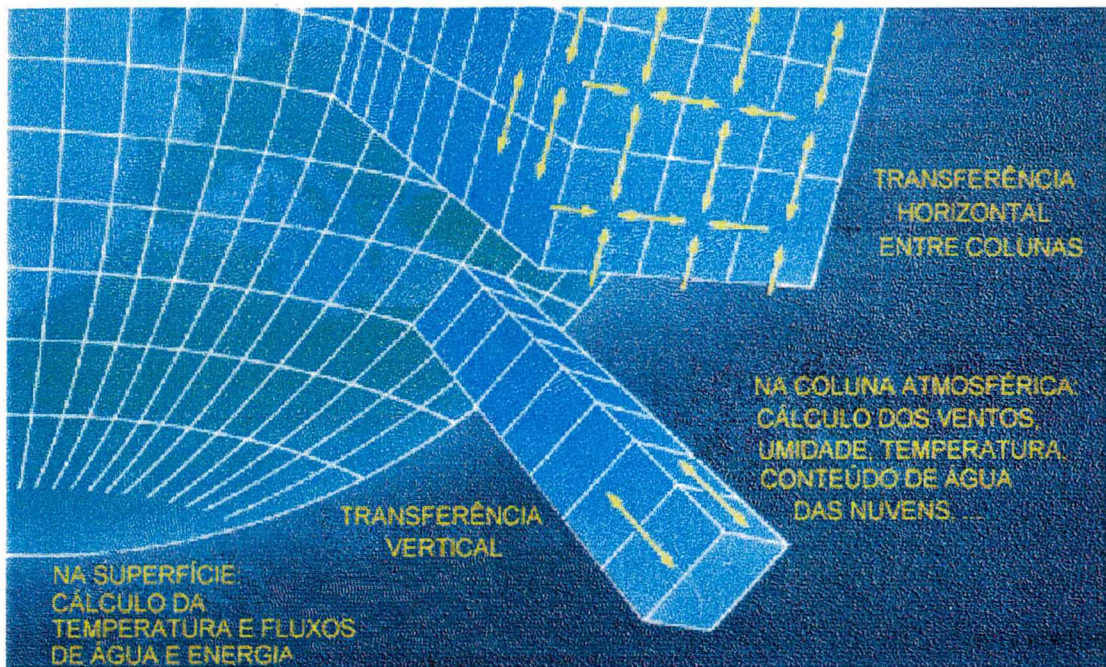


FIGURA 9 - *Discretização da atmosfera para efeito de simulação numérica*

CAPÍTULO 1

RADIAÇÃO SOLAR NA ATMOSFERA

1.1 - *Processos radiativos no sistema terra-atmosfera*

A radiação solar que atinge o topo da atmosfera terrestre é restrita à chamada faixa solar do espectro, cujo comprimento de onda vai de $0,2\ \mu\text{m}$ a $5\ \mu\text{m}$, do ultravioleta ao infravermelho. A sua distribuição espectral pode ser observada na figura 1.1, onde também é visível que 45% do total de energia é confinado à faixa visível da radiação solar, que vai de $0,38\ \mu\text{m}$ a $0,78\ \mu\text{m}$. Os dois intervalos restantes correspondem à radiação solar ultravioleta ($0,2\ \mu\text{m}$ a $0,38\ \mu\text{m}$), e à radiação solar infravermelha ($0,78\ \mu\text{m}$ a $5\ \mu\text{m}$).

Os gases e partículas atmosféricas interagem com a radiação solar por meio de dois processos básicos: absorção e espalhamento. A absorção é o processo em que um átomo ou molécula captura a energia radiante, e posteriormente a libera pela emissão de radiação no infravermelho termal, ou outro processo. Os principais absorvedores atmosféricos são o gás carbônico (CO_2), o vapor d'água e o ozônio (O_3). No processo de espalhamento, o fóton é desviado da direção de incidência pela partícula. Os principais agentes neste processo são as moléculas de ar, gotículas de água, cristais de gelo, partículas de poeira e outros aerossóis. A radiação solar difusa é criada neste processo. Na figura 1.1 as partes hachuradas correspondem à atenuação causada pela absorção dos gases referidos, e a atenuação restante é devida ao espalhamento Rayleigh. Assumiu-se uma atmosfera sem nuvens com sol a pino.

Cálculos efetuados com a teoria eletromagnética clássica resultaram em classes de espalhamento com características bem distintas, de acordo com o tamanho do centro espalhador, o espalhamento Rayleigh, característico de partículas pequenas em relação ao comprimento de onda da radiação e o espalhamento Mie, característico das

partículas maiores. O primeiro ocorre no espalhamento da radiação solar pelas moléculas da atmosfera, e o segundo é típico na interação com os aerossóis.

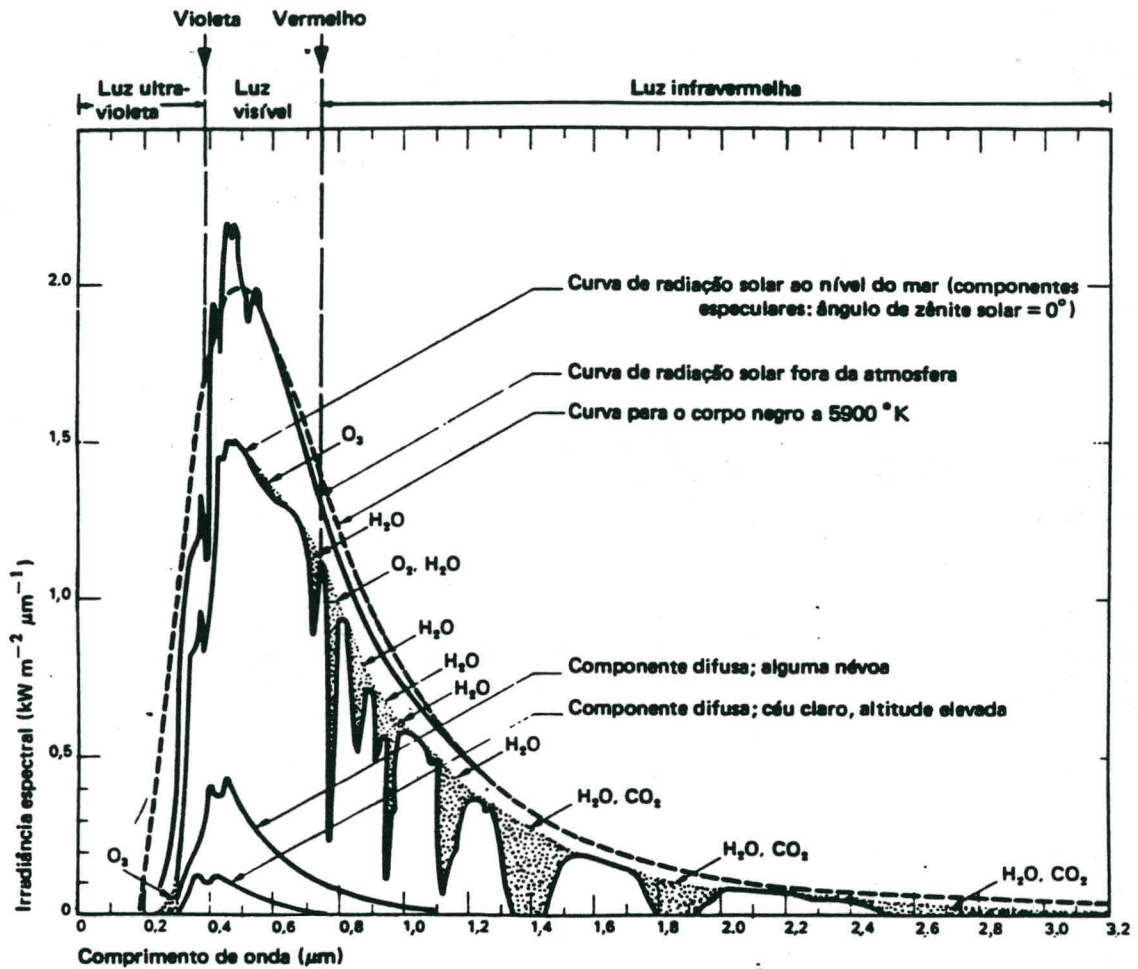


FIGURA 1.1 - Espectro da radiação solar no topo da atmosfera e na superfície do planeta (FONTE: Palz, 1980)

Ao interagir com a atmosfera, uma parte da radiação solar é refletida para o espaço enquanto que a outra é absorvida, fornecendo a maior parte da energia térmica existente no sistema terra-atmosfera (figura 1.2). Como todo corpo aquecido perde energia emitindo radiação, a energia solar absorvida pelo sistema acaba sendo reemitida como radiação térmica, neste caso conhecida como radiação terrestre ou radiação planetária. Uma parte desta é reabsorvida pela atmosfera e reemitida para a

superfície do planeta, gerando o chamado efeito estufa, e a outra parte escapa para o espaço. O equilíbrio térmico do planeta é definido pelo equilíbrio entre a energia da radiação solar absorvida e da radiação planetária que escapa para o espaço. É a retenção da energia térmica na atmosfera o que controla o balanço de energia do planeta. Cerca de 30% da energia solar incidente é refletida pelas nuvens, atmosfera e superfície; enquanto que os 70% restantes são absorvidos. A energia absorvida é reemitida como radiação infravermelha pela superfície e atmosfera (que também é aquecida por outros processos atmosféricos, como evaporação e condensação). Se a atmosfera não retivesse energia dessa forma, a temperatura da superfície seria cerca de 33 °C menor. Na figura 1.2 esse esquema básico é ilustrado, onde os valores numéricos correspondem a percentuais da irradiância solar extraterrestre.

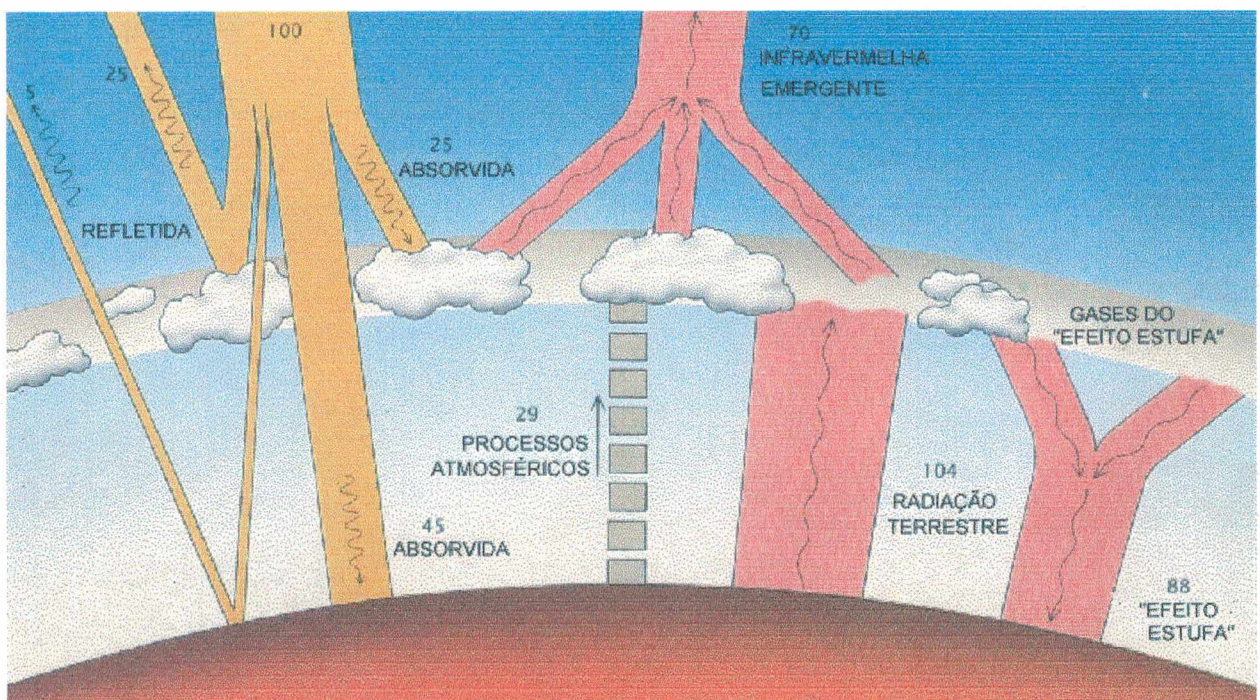


FIGURA 1.2 - Esquema simplificado da conversão da energia radiante na atmosfera (FONTE: Schneider, 1989).

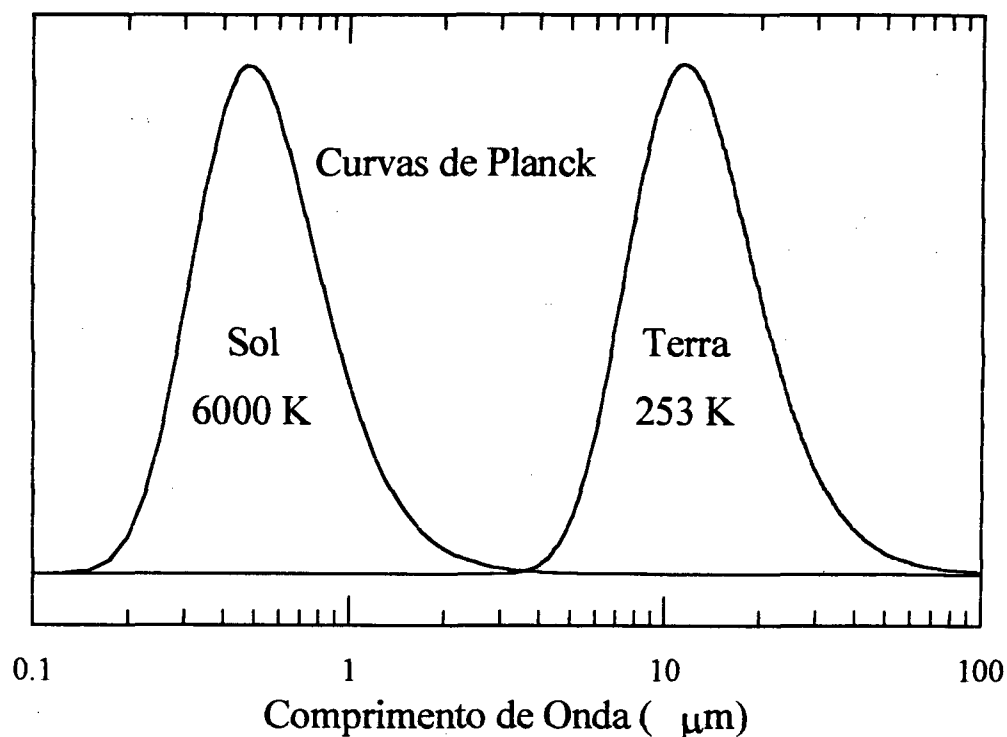


FIGURA 1.3 - *Gráfico da irradiância espectral normalizada para o sol e a terra*

Na figura 1.3 as curvas de Planck assinalam a proporção de energia irradiada, em cada comprimento de onda, pelo sol e pela terra, segundo a aproximação de corpo negro. As duas curvas foram normalizadas (Cada curva foi dividida pelo respectivo valor de pico), de forma que a escala vertical não representa a energia irradiada por cada corpo, mas apenas em que comprimento de onda a energia é emitida. Com esta figura, fica claro porque os processos radiativos no planeta podem ser divididos em ondas curtas (radiação solar) e ondas longas (radiação terrestre ou planetária). Em média, a absorção é forte para a radiação planetária e fraca para a radiação solar.

A aproximação de corpo negro é largamente utilizada em estudos radiativos, tanto para o sol (6000 K) como para a terra (253 K). Porém, o espectro da radiação planetária lido pelos satélites difere consideravelmente do espectro de um “corpo negro”. Isso se deve não só à absorção atmosférica, mas também à emissão das camadas superiores desta, que depende do perfil vertical de temperatura. Ainda assim, a aproximação de corpo negro tem se mostrado útil para diversos estudos e avaliações.

1.2 - A óptica dos componentes atmosféricos

1.2.1 - A Camada de Ozônio

O Ozônio atmosférico concentra-se na alta atmosfera, principalmente entre 20 e 30 km de altitude, formando a camada de ozônio. A espessura e concentração desta camada varia com a latitude e de acordo com fatores sazonais. A sua principal contribuição na óptica atmosférica se dá pela absorção da radiação solar ultravioleta, visível e infravermelha. Porém, a banda infravermelha está situada em comprimentos de onda maiores que 4 μm , de forma que não interessa diretamente a quem deseja estimar a radiação solar incidente na superfície do planeta. De forma geral, o ozônio absorve quase toda a radiação solar ultravioleta, se torna quase transparente em $\lambda=0,35 \mu\text{m}$, e a absorção aumenta novamente até um máximo em $\lambda=0,6 \mu\text{m}$. A transmitância espectral nas bandas visível e ultravioleta é decisivamente influenciada pela quantidade de ozônio, expressa por l , a quantidade em cm (NTP) multiplicada pela sua massa óptica, m_r , como pode ser observado na figura 1.4. Normalmente a quantidade de ozônio varia entre 0,22 cm e 0,44 cm.

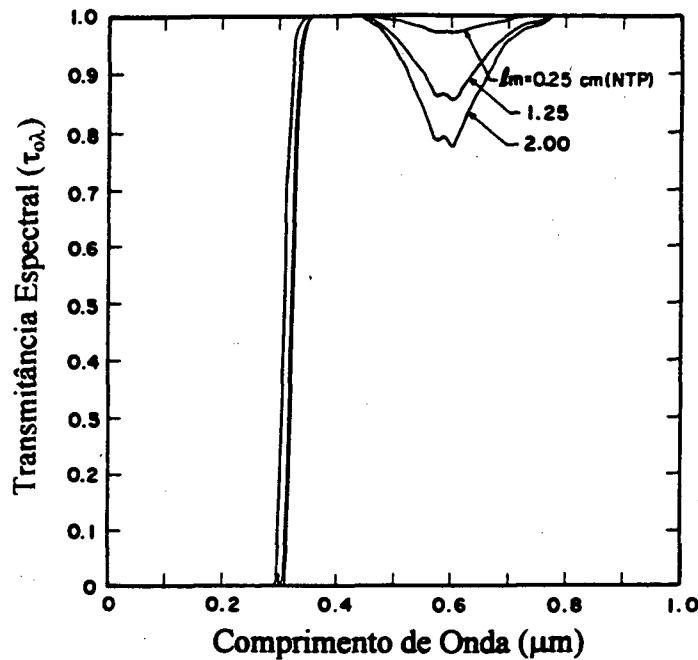


FIGURA 1.4 - Transmissão espectral do ozônio (FONTE: Iqbal, 1983)

Segundo a teoria de Kasten, a massa óptica relativa pode ser representada pela seguinte equação: (ver [Iqbal, 1983] para maiores detalhes).

$$m_r = [\cos(\theta_z) + 0,15 (93,885 - \theta_z)^{-1,253}]^{-1} \quad (1.1)$$

A atenuação do ozônio pode ser bem representada através de uma relação simples conhecida como lei de Beer, onde os coeficientes espectrais de atenuação ($k_{o\lambda}$) podem ser obtidos na literatura [Iqbal, 1983]. Com eles, a atenuação total para a radiação solar pode ser facilmente calculada.

$$\tau_{o\lambda} = \exp[-k_{o\lambda} l m_r] \quad (1.2)$$

1.2.2 - O Espalhamento Rayleigh

Quando a radiação solar atinge uma partícula, uma parte dessa radiação é espalhada em todas as direções e é chamada de radiação solar difusa. A energia espalhada por partículas esféricas pode ser calculada resolvendo-se as equações de

Maxwell, e uma solução particularmente simples surge quando a partícula é muito menor que o comprimento de onda da radiação incidente. Este caso é conhecido como espalhamento Rayleigh, e é característico da interação entre a radiação solar e as moléculas de ar da atmosfera. Ele é o responsável pelo azul do céu claro.

As principais características do espalhamento Rayleigh são o espalhamento simétrico da radiação em relação à direção de propagação desta (figura 1.5) e a forte dependência com o comprimento de onda da radiação, atenuando mais fortemente a radiação de ondas curtas.

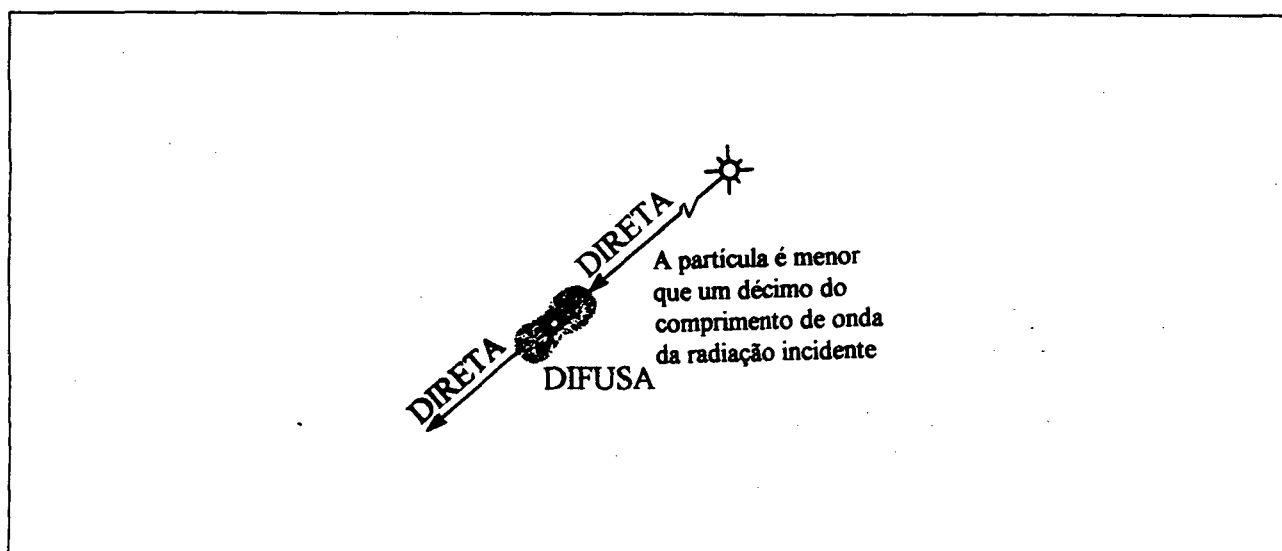


FIGURA 1.5 - Representação da função de fase do espalhamento tipo Rayleigh

A formulação matemática da dependência do espalhamento de Rayleigh com o comprimento de onda da radiação incidente estabelece em essência que o coeficiente de extinção óptica (k_{ra}) varia com λ^{-4} , resultado estabelecido, que foi verificado experimentalmente. Além disso, a intensidade do espalhamento é proporcional ao quadrado do volume da partícula, enquanto que a absorção do feixe incidente é proporcional apenas ao volume. Com isso, conforme o diâmetro da partícula aumenta, o espalhamento passa a predominar sobre a absorção.

A atenuação da radiação solar direta pode ser facilmente descrita pela lei de Beer.

$$\tau_{r\lambda} = \exp[-k_{r\lambda} m_a] \quad (1.3)$$

Onde m_a é a massa óptica relativa do ar. Porém, os coeficientes de atenuação $k_{r\lambda}$ também dependem da densidade e composição da atmosfera (como o teor de vapor d'água). Como normalmente não se possuem informações detalhadas de cada local, utiliza-se a atmosfera-padrão, cujos coeficientes de atenuação se encontram na literatura. Formulações simples também relacionam os coeficientes de atenuação com o comprimento de onda da radiação. Uma das mais utilizadas é [Iqbal, 1983]:

$$k_{r\lambda} = 0,008735 \lambda^{-4,08} \quad (1.4)$$

A expressão completa para a transmitância-padrão para o espalhamento Rayleigh na atmosfera é expressa por:

$$\tau_{r\lambda} = \exp[-0,008735 \lambda^{-4,08} m_a] \quad (1.5)$$

Na figura 1.6 observa-se a transmitância Rayleigh em função do comprimento de onda e da massa de ar relativa, segundo a formulação apresentada.

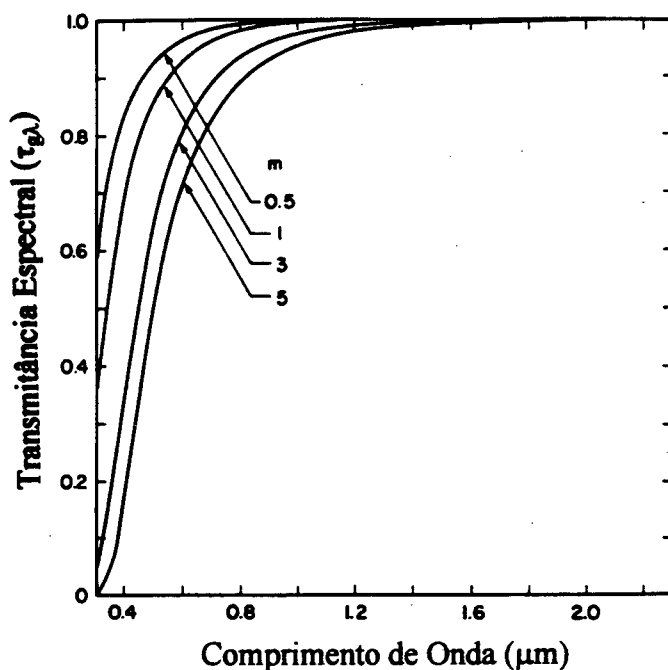


FIGURA 1.6 - Transmissão espectral da atmosfera Rayleigh padrão (FONTE: Iqbal, 1983)

1.2.3 - Absorção do Vapor d'água e gases atmosféricos

O vapor d'água e outros gases atmosféricos (como o CO_2) desempenham um importante papel na óptica atmosférica, como se vê na figura 1.7. Tratar os efeitos destes gases sobre a radiação solar é algo mais trabalhoso, devido à absorção em bandas espectrais. É preciso utilizar tabelas com os coeficientes de atenuação para cada intervalo espectral de interesse, como as encontradas em Leckner (1978). Com elas a transmissão destes elementos à radiação solar pode ser calculada utilizando-se a lei de Beer, ou as equações do modelo aleatório [Iqbal, 1983], que produzem resultados mais precisos para absorvedores moleculares.

As formulações propostas por Iqbal para a transmissão da mistura de gases e do vapor d'água são as seguintes, respectivamente :

$$\tau_{g\lambda} = \exp[- 1,41 k_{g\lambda} m_a / (1 + 118,93 k_{g\lambda} m_a)^{0,45}] \quad (1.6)$$

$$\tau_{wa\lambda} = \exp[- 0,2385 k_{wa\lambda} w m_r / (1 + 20,07 k_{wa\lambda} w m_r)^{0,45}] \quad (1.7)$$

Com os coeficientes de absorção espectral de Leckner (1978), obtêm-se os espectros de absorção que estão representados na figura 1.7, onde ambos os gráficos foram obtidos para o sol no zênite e ao nível do mar. O conteúdo de vapor d'água precipitável utilizado é de 2 cm. Os espectros estão limitados em 4μm, porque além deste valor praticamente não há mais radiação solar incidente.

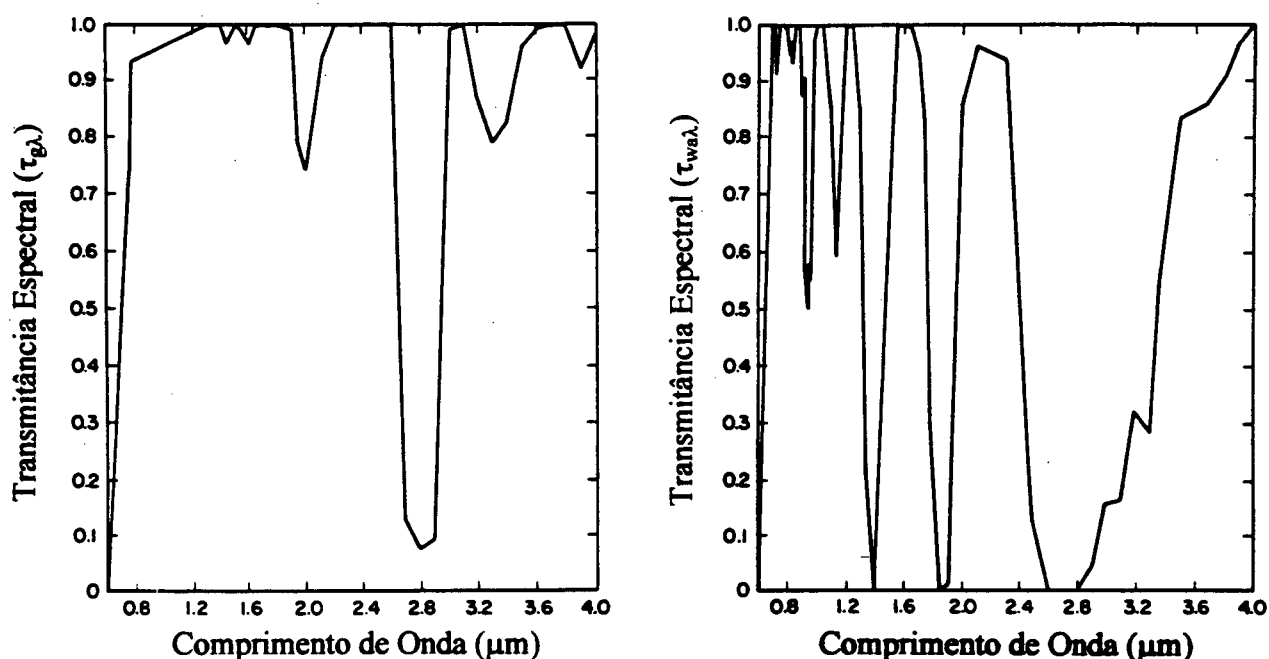


FIGURA 1.7 - Transmitância espectral dos gases atmosféricos minoritários e do vapor d'água (FONTE: Iqbal, 1983)

Cabe um último comentário sobre a distribuição do vapor d'água na atmosfera. O seu conteúdo é altamente variável no tempo e no espaço, devido a efeitos climáticos e orográficos. Uma atmosfera muito seca pode ter apenas 1mm de água precipitável, enquanto que uma atmosfera muito úmida pode ter mais de 4 cm. Durante o verão este conteúdo normalmente é maior que no inverno, e em alguns lugares o conteúdo no verão pode ser 4 ou 5 vezes maior que durante o inverno. Há poucos estudos sobre a

distribuição vertical do vapor d'água e ela é bastante desigual. Os primeiros dois quilômetros da atmosfera costumam conter 50% do total e além de doze quilômetros praticamente não há mais vapor d'água. Na tabela abaixo temos a distribuição média anual do vapor d'água em intervalos verticais de dois quilômetros, segundo um modelo particular combinado com dados da força aérea americana, para 1962, nos Estados Unidos. [Iqbal, 1983].

TABELA 1.1 - Médias anuais do conteúdo de vapor d'água em função da Altitude
(FONTE: Iqbal, 1983)

Altitude (km)	Água Precipitável (μm)
0-2	11224
2-4	5206
4-6	2057
6-8	710
8-10	150
10-12	22
12-150	39
Total	19,4 cm

1.2.4 - Os aerossóis e o espalhamento Mie

Quando a radiação solar atinge uma partícula que é relativamente grande, em comparação com o comprimento de onda da radiação incidente, o espalhamento Rayleigh não mais representará o processo. Para estes casos é necessário utilizar o equacionamento mais geral, conhecido como teoria de Mie, que trata dos casos em que o raio da partícula é maior que 5% do comprimento de onda da radiação incidente ($r > 0,05\lambda$). Esse espalhamento descreve a interação da radiação solar com as maiores partículas que existem na atmosfera, conhecidas genericamente como aerossóis. O espalhamento Mie (teoria de Mie) é bem mais difícil de se tratar matematicamente e as soluções dependem da forma e composição das partículas. fatores em que os

aerossóis apresentam alta variabilidade. Além disso, é comum condensar-se água sobre eles, e pequenas gotículas de água também se comportam como aerossóis. Os aerossóis normalmente espalham mais radiação do que absorvem, e costuma-se considerar que o seu espectro de atenuação é uma função contínua, sem linhas ou bandas de absorção. Por tudo isso, ao contrário do espalhamento Rayleigh, a óptica do espalhamento Mie precisa lidar com uma série de variáveis, que normalmente são desconhecidas e difíceis de se avaliar experimentalmente.

Para tratar com essa problemática, existem vários procedimentos simples disponíveis na literatura já consagrados pelo uso. Como normalmente não se conhece de antemão o valor dos coeficientes que cada procedimento exige, ou eles são estimados de forma simplificada, ou são medidos no local. Existem diversas técnicas e aparelhos para tal tarefa. De qualquer forma, os resultados obtidos devem ser encarados apenas como aproximações.

Em contraposição ao Espalhamento Rayleigh, a dispersão por MIE é bem mais pronunciada na direção de propagação da radiação incidente (figura 1.8)

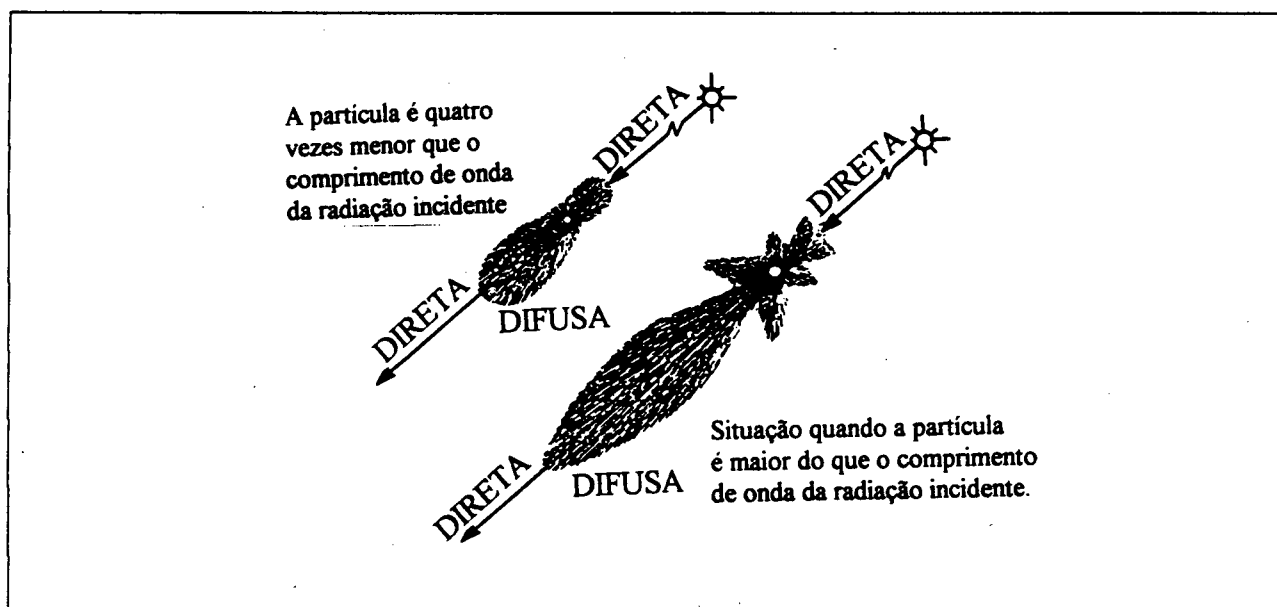


FIGURA 1.8 - Ilustração do espalhamento para dimensões relativas diferentes entre partícula e comprimento de onda da radiação incidente (FONTE: Iqbal, 1983)

Um procedimento simples muito utilizado para se avaliar a atenuação dos aerossóis faz uso da fórmula de turbidez de Angström. Neste método, o coeficiente de atenuação é uma função simples da concentração e do tamanho dos aerossóis, expresso na forma:

$$k_{a\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1.8)$$

Onde β é conhecido como o coeficiente de turbidez de Angström, e representa a quantidade de aerossóis na direção vertical, e varia entre 0,0 e 0,5. O expoente α é relacionado ao tamanho dos aerossóis, de forma que valores altos de α indica que o tamanho dos aerossóis é pequeno. Como relação de coerência com o espalhamento Rayleigh, α deve ficar restrito entre 0 e 4 (0 para partículas muito grandes, tendendo a 4 para partículas muito pequenas, da ordem do tamanho das moléculas de ar). Normalmente α varia entre 0,5 e 2,5 e comumente se utiliza o valor sugerido por Angström, igual a 1,3. Considera-se que um bom valor médio para a maioria das atmosferas é $1,3 \pm 0,5$ [Iqbal, 1983]. Por tal formulação, a transmitância dos aerossóis é expressa simplesmente pela equação:

$$\tau_{a\lambda} = \exp[-\beta \lambda^{-\alpha} m_a] \quad (1.9)$$

Um procedimento muito utilizado é utilizar a fórmula de Angström em conjunção com outro parâmetro meteorológico, a visibilidade atmosférica. Para muitas regiões é possível medir ou estimar com facilidade a visibilidade, enquanto que informações sobre os parâmetros α e β são muito mais difíceis de se conseguir. Assim pode ser mais compensador e igualmente preciso (ou impreciso), a utilização da visibilidade atmosférica, como se explica adiante. O maior problema das medições de visibilidade é a sua natureza subjetiva.

Essas avaliações normalmente são feitas fixando-se o parâmetro α e estimando o parâmetro de turbidez β por equações já estabelecidas, como as sugeridas por [Iqbal, 1983] que segue:

$$\beta = (0,55)^{\alpha}(3,912/\text{Vis} - 0,01162)[0,02472(\text{Vis}-5) + 1,132] \quad (1.10)$$

Onde Vis é a visibilidade horizontal em quilômetros. Normalmente se fixa α em 1,3. A figura 1.9 ilustra o comportamento das equações 1.9 e 1.10.

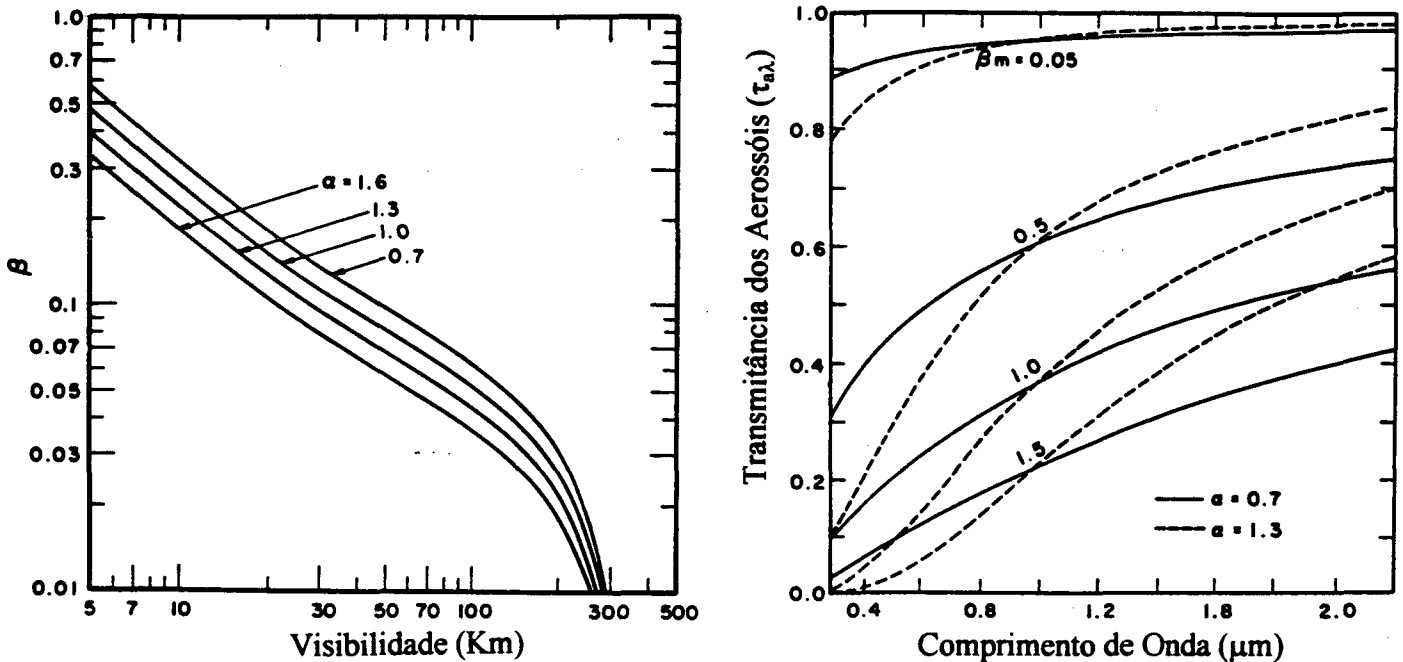


FIGURA 1.9 - (a) A turbidez atmosférica (β) em função de α e da visibilidade; (b) A transmitância espectral do aerossol atmosférico segundo a formulação de Angström (FONTE: Iqbal, 1983).

A atenuação causada pelos aerossóis é devida tanto à absorção como ao espalhamento de radiação e uma parte da radiação espalhada chega à superfície como radiação solar difusa. Esta é uma parcela importante da insolação que não pode ser desconsiderada. Assim, é necessário avaliar quanta radiação é absorvida e quanta é espalhada pelos aerossóis.

Para trabalhar esta questão existe mais um parâmetro muito utilizado: O albedo de espalhamento simples (ω_0) dos aerossóis. Ele é definido como a razão entre a energia espalhada e a atenuação total dos aerossóis. Na prática é muito difícil determinar exatamente esta razão, pois ela depende do tipo, forma e tamanho do aerossóis. Porém, é comum fixar um valor arbitrário, dependente apenas do tipo de

aerossol predominante no local e constante para todos os comprimentos de onda. Assim, ao aerossol rural, que normalmente é constituído por partículas pequenas que espalham muita radiação, corresponde um valor de ω_0 igual a 0,80 ou 0,85. Já o aerossol urbano, que é rico em carbono elementar e possui alta absorptância, corresponde um ω_0 próximo de 0,60. Para o aerossol marinho ω_0 tem valores de 0,90 ou 0,95 [Iqbal, 1983; Moreira e Fattori, 1996; Stuhlmann et al., 1990].

Com essa formulação, a atenuação total da radiação solar devido aos efeitos de absorção e espalhamento dos aerossóis é expressa por $1 - \tau_{a\lambda}$. Consequentemente, a energia espalhada pelos aerossóis em todas as direções será expressa por $\omega_0 (1 - \tau_{a\lambda})$.

Esta formulação é muito utilizada para calcular a quantidade de radiação solar difusa que chega à superfície, como na aproximação dos dois fluxos. Neste método, a radiação solar espalhada na direção do solo pelos aerossóis é expressa por $F_c \omega_0 (1 - \tau_{a\lambda})$, onde F_c é um índice que representa a assimetria do espalhamento dos aerossóis. Normalmente eles espalham mais radiação na direção de propagação da radiação incidente (para frente) do que na direção contrária (para trás), e esse índice é definido como a razão entre a energia espalhada para frente e o total de energia espalhada.

1.3 - Cálculo da transmitância atmosférica à radiação solar

Toda a formulação descrita acima pode ser utilizada para calcular a irradiância solar incidente sobre um determinado ponto da superfície. Como a irradiância solar extraterrestre pode ser facilmente obtida através de cálculos astronômicos, basta calcular a transmitância atmosférica para obter a irradiância solar na superfície. Com a formulação apresentada, o produto da transmitância de cada componente atmosférico fornece a transmitância atmosférica à radiação solar direta ($\tau_{b\lambda}$), isto é,

$$\tau_{b\lambda} = \tau_{r\lambda} \tau_{a\lambda} \tau_{o\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{wa\lambda} \quad (1.11)$$

onde $\tau_{r\lambda}$ é a transmitância Rayleigh das moléculas do ar que compõe a atmosfera, $\tau_{a\lambda}$ é a transmitância dos aerossóis, que inclui a atenuação por espalhamento e absorção da radiação solar direta, $\tau_{o\lambda}$ é a transmitância do ozônio, $\tau_{g\lambda}$ a transmitância da mistura de gases atmosféricos e $\tau_{wa\lambda}$ é a transmitância do vapor d'água. O índice λ indica que todas estas transmitâncias são função do comprimento de onda da radiação incidente. Para se obter a transmitância total integra-se no espectro solar.

Porém, uma parcela da radiação solar espalhada pela atmosfera sempre acaba por chegar à superfície, e precisa ser considerada. Uma forma muito conveniente para tratar essa parcela é através de aproximações de dois fluxos. Uma delas é expressa por: [Iqbal, 1983]

$$\tau_{d\lambda} = \tau_{o\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{wa\lambda} (0,5 (1 - \tau_{r\lambda}) \tau_{a\lambda} + F_c \omega_0 (1 - \tau_{a\lambda}) \tau_{r\lambda}) \quad (1.12)$$

onde $\tau_{d\lambda}$ é a transmitância atmosférica da radiação difusa, ω_0 é o já conhecido albedo para espalhamento simples dos aerossóis, $\tau_{o\lambda}$, $\tau_{g\lambda}$, $\tau_{wa\lambda}$, $\tau_{r\lambda}$, $\tau_{a\lambda}$ já foram definidos e F_c é função da anisotropia do espalhamento dos aerossóis. Este último índice é definido como a razão entre a radiação que os aerossóis espalham para frente, e o total de radiação espalhado por eles. Como se considera que as moléculas da atmosfera atenuam a radiação apenas por espalhamento isotrópico, o primeiro termo é simplesmente multiplicado por $\frac{1}{2}$, indicando que metade da radiação atenuada pelo ar será espalhada na direção do solo, enquanto que a fração espalhada pelos aerossóis na direção do solo é representado pelos dois parâmetros, F_c e ω_0 .

Cabe ressaltar que as equações acima descritas não consideram inúmeros detalhes da óptica atmosférica. Por exemplo, a parcela de radiação solar difusa advinda de processos de múltiplo espalhamento entre terra e atmosfera, não é considerada, assim como o importante e complexo efeito das nuvens sobre a óptica atmosférica. As dificuldades em modelar a óptica atmosférica e sua importância sobre os níveis de insolação serão tratados em detalhes nos capítulos 5 e 6. O equacionamento deste capítulo é válido apenas para o caso de céu claro (sem nuvens).

As técnicas matemáticas que permitem calcular a irradiância solar sobre a superfície, que se baseiam em considerações da óptica atmosférica e cálculos de transferência radiativa são genericamente denominados de modelos físicos. Inúmeros destes modelos estão disponíveis em literatura, Apenas em Iqbal, (1983), estão descritos quatro destes métodos. A maior causa de dificuldades para estes modelos é a carência de informações sobre a composição atmosférica, informação necessária para definir os parâmetros das equações de transmitância. Sem uma estimativa adequada de cada parâmetro, mesmo os modelos mais completos serão deficientes. Como as características ópticas da atmosfera são altamente variáveis, devido à variabilidade de muitos dos componentes opticamente importantes como água e aerossóis, e como freqüentemente não há boas informações atmosféricas para o local em estudo, os resultados dos cálculos podem apresentar discrepâncias em relação aos índices reais de insolação. Esta problemática normalmente é corrigida através de constantes de calibração ou ajustes de base estatística. Estes pontos serão novamente abordados nos próximos capítulos, onde serão apresentados os métodos assistidos por satélite.

CAPÍTULO 2

MÉTODOS ESTIMADORES DE IRRADIÂNCIA SOLAR

2.1 - Métodos baseados em medições diretas

A forma mais simples de se obter um mapa de irradiância solar é medi-la diretamente em vários pontos espalhados pela região em estudo e interpolar os valores de irradiância para os demais pontos, utilizando-se os dados das estações solarimétricas mais próximas. Apesar de métodos estatísticos robustos terem sido desenvolvidos especialmente para efetuar essas interpolações/extrapolações, os erros associados a essas estimativas crescem com a distância e a diferença de altitude entre os pontos. Para este método produzir bons resultados é necessária uma rede com numerosas estações solarimétricas distribuída de forma a representar adequadamente as diversas altitudes e climas da área de estudo

O Brasil é um país de dimensões continentais, com grande variabilidade climática e geográfica. Seria portanto necessária uma rede com algumas centenas de estações para realizar um levantamento solar nacional adequado. Por outro lado, a maior rede de estações para medição da radiação solar no país, mantida pelo INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), não chegou a ter mais que vinte e dois piranômetros em operação, dos quais apenas dois estão operacionais atualmente. Portanto, não é possível fazer um mapa confiável para o Brasil, baseando-se apenas nos dados de piranômetros, por melhor que seja o método estatístico empregado.

Os piranômetros (figura 2.1) são aparelhos relativamente precisos e possuem alta resolução temporal. Porém, uma desvantagem reside nos custos envolvidos na manutenção e operação das estações solarimétricas equipadas com aparelhos do tipo.

Mesmo com a existência de uma boa rede solarimétrica ainda se necessita determinar a irradiância solar em localidades onde não há qualquer tipo de medição direta. Esta é a situação mais comum em todo o mundo. Por esta razão, desenvolveram-se métodos e técnicas para se determinar os níveis de irradiância com base em outras informações que não as diretas. Os métodos indiretos baseados em medidas heliográficas e tratamento estatístico, têm no método de Angström o seu exemplo mais conhecido. Métodos físicos utilizam informações atmosféricas e/ou meteorológicas, procurando determinar a transmitância atmosférica. Mais recentemente, métodos assistidos por satélite, tanto físicos como estatísticos, mesclam estas duas técnicas já estabelecidas com índices de nebulosidade determinados com os satélites.

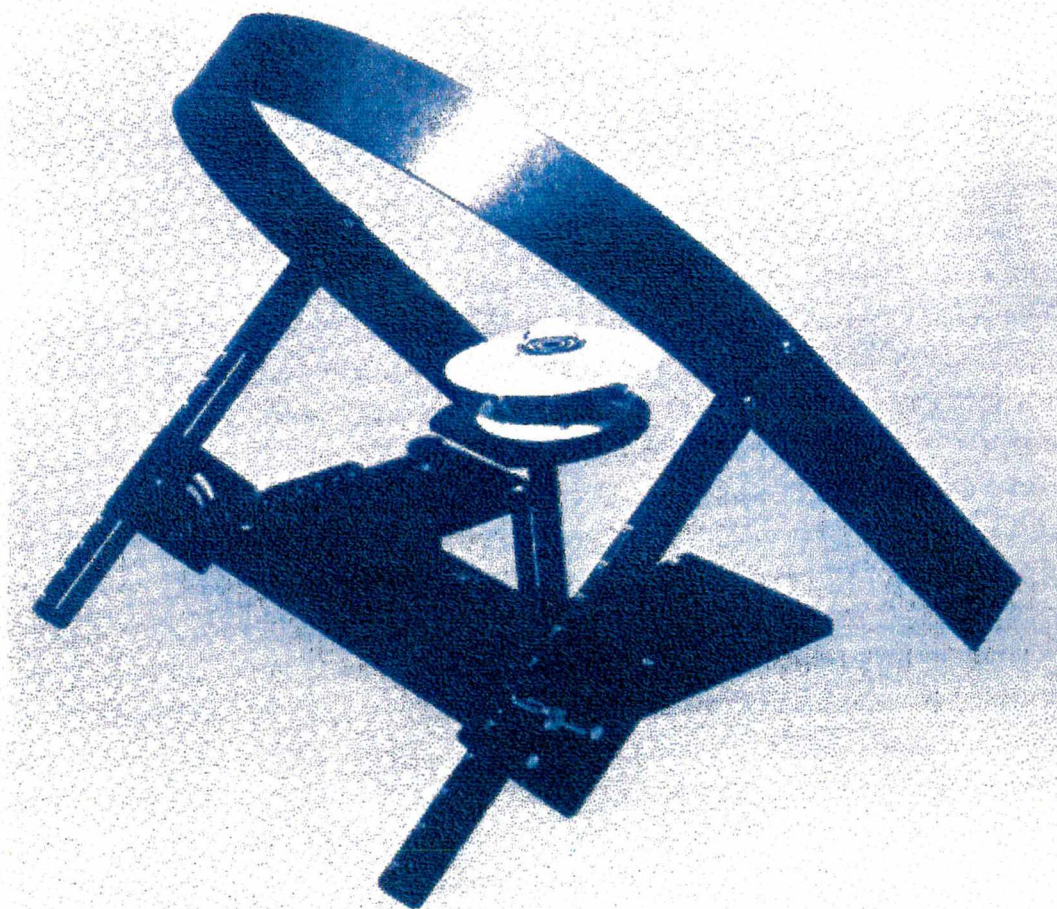


FIGURA 2.1 - Piranômetro Eppley com sombreador para medir a radiação solar difusa

Um exemplo comparativo dos métodos, são os resultados recentemente obtidos na Suíça, onde vários métodos foram utilizados para produzir os mapas de irradiância solar. Os resultados de interpolações estatísticas foram comparadas com estimativas do modelo físico de Möser-Raschke (1983), e os resultados estão disponíveis na tabela 2.1 extraída de Zelenka et al., (1992). Além do método Kriging, também foi aplicado o Co-Kriging, que utiliza imagens de satélite como variável auxiliar, o que melhora os resultados. Apesar de neste caso o método estatístico fornecer resultados ligeiramente melhores, não se pode esquecer que o território da suíça é pequeno, e a sua rede solarimétrica possuía 55 estações em abril de 1982, quando foi feita a comparação.

TABELA 2.1 - *Erros mensais dos totais diários para abril de 1982 na Suíça. Amostragem com 1287 pontos e valor médio medido de 18,8 MJ/m²/dia (FONTE: Zelenka, 1992)*

	Möser-Raschke	Kriging	Co-Kriging
MBE %	- 1,6	0,1	- 0,2
RMSE %	16,9	16,0	13,7

2.2 - Métodos baseados em heliógrafos

As estações meteorológicas costumam ser equipadas com heliógrafos, aparelhos que registram o número de horas que um dia teve com sol brilhante ou seja, com irradiância solar direta. Esses aparelhos são simples, baratos, de fácil operação e muito difundidos. De fato, as normais climatológicas do Brasil trazem os dados de centenas de estações do tipo, em operação há décadas.

O Heliógrafo mais comum, o de Campbell-Stokes (figura 2.2), focaliza os raios solares sobre um cartão fotosensível, colocado abaixo da esfera focalizadora. Uma linha escura é desenhada termicamente no cartão sempre que a radiação solar estiver acima de um certo limite. Em dias parcialmente nublados, a linha é interrompida por seções claras. O número de horas de brilho solar no dia é determinado medindo-se o comprimento da linha escura.

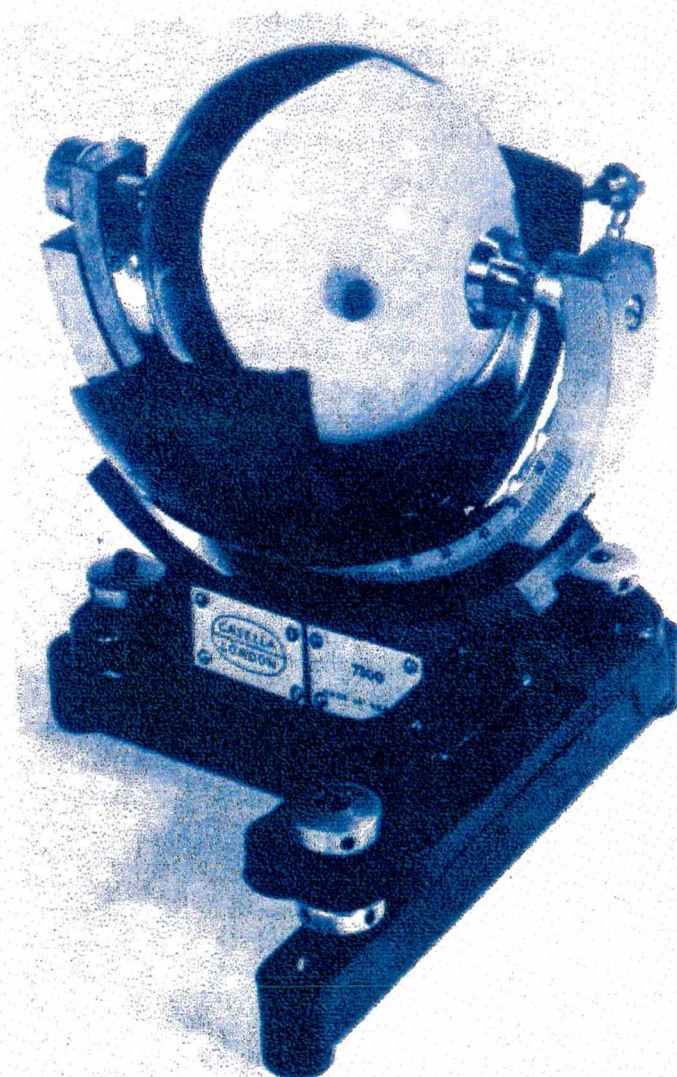


FIGURA 2.2 - *O Heliógrafo de Campbell-Stokes*

Se a vantagem do aparelho é a sua simplicidade e robustez, sua desvantagem reside na imprecisão. Um dos motivos é a subjetividade do operador, que decide onde ficam os imprecisos limites de início e fim da linha, quando mede o seu comprimento. Outro motivo é o efeito da umidade sobre o cartão. Sob condições de muita umidade, a irradiância solar necessária para queimar o cartão pode ser de até 280 W/m^2 , valor que pode cair para 70 W/m^2 em dias secos. A comparação dos registros de diferentes heliógrafos mostram diferenças de até 20 % nos totais mensais de radiação solar.

Parece óbvio que mais brilho solar implica em maior irradiância solar, e vice-versa. Assim, deve existir uma relação direta entre as horas de brilho solar e irradiância solar. Diversas relações estatísticas tem sido utilizadas. A mais conhecida é a de Angström, que relaciona a radiação solar média mensal com as horas de brilho solar no mês.

Na sua forma mais simplificada, a fórmula de Angström é expressa pela correlação linear,

$$\overline{H}/\overline{H}_0 = a + b \cdot (\overline{n}/\overline{N}_d) \quad (2.1)$$

Onde \overline{H} é a média mensal da radiação global diária, \overline{H}_0 é a média mensal da radiação extraterrestre, \overline{n} é a média mensal do número de horas de sol brilhante, \overline{N}_d é o número máximo de horas de sol no local (duração do dia), e os coeficientes a e b caracterizam as condições climáticas e atmosféricas do local. O método foi e ainda é utilizado no Brasil. [Orselli, 1980; Nunes et al., 1979; Kessler e Corbella, 1978]

Os melhores resultados que esta técnica pode fornecer podem ser sugeridos pelas estimativas obtidas para Montreal, feitas com os coeficientes estatísticos deduzidos por Rietveld [Iqbal, 1983]. Na tabela 2.2 observa-se que apesar das médias mensais poderem apresentar desvios de até 19,6%, o RMSE percentual dessas médias mensais, calculado segundo formulação sugerida por Zelenka et al. (1992), ficou em cerca de 8%. Convém lembrar que os coeficientes utilizados nas fórmulas que relacionam a irradiância solar com as horas de sol normalmente são derivados de forma estatística e não possuem validade geral, não possuindo portanto a mesma precisão em locais diferentes daquele aonde foram obtidos inicialmente.

TABELA 2.2 - Média mensal dos totais diários obtidos para Montreal pelo método de Angström (FONTE: Iqbal, 1983)

Mês	Radiação Estimada [MJ/m ²]	Radiação Medida [MJ/m ²]	diferença (%)
Jan	4,24	5,27	19,62
Fev.	7,31	8,73	16,31
Março	11,94	12,50	4,51
Abril	15,30	15,81	3,25
Maio	20,38	18,54	9,92
Junho	21,30	20,70	2,89
Julho	22,43	21,19	5,84
Agosto	18,19	17,18	5,90
Set	14,62	13,22	10,61
Out	9,31	8,26	12,75
Nov	4,43	4,47	0,99
Dez	3,78	3,78	0,12
RMSE%			8,35 %

Na tabela 2.3 estão os erros de algumas estimativas de radiação solar global obtidas pelo método de Angström para o Brasil. Elas se basearam nos instrumentos do INMET, e utilizaram coeficientes de Angström constantes para todo o território brasileiro. Foram extraídas do relatório da OLADE (Organización Latinoamericana de Energia), de 1978, cujos dados são divulgados na Internet pelo CRESESB/CEPEL.

Os erros relacionados abaixo foram obtidos com a equação :

$$erro\% = 100 \frac{(\overline{H}_{medido} - \overline{H}_{calculado})}{\overline{H}_{medido}} \quad (2.2)$$

TABELA 2.3 - Erros percentuais para as estimativas obtidas com o método de Angström para localidades no Brasil

Mês	Brasília	Belém	Fortaleza	Rio de Janeiro	Porto Alegre	Belo Horizonte
Jan	13,1	4,7	-4,9	-6,2	-4,9	33,1
Fev.	-10,5	-9,6	-8,4	-20,6	5,9	4,0
Março	12,3	-11,2	-6,7	-6,9	-7,1	32,9
Abril	-5,0	-23,3	-20,9	-18,8	3,7	14,3
Maio	-2,3	4,8	-6,7	-10,4	0,9	18,8
Junho	-7,0	-5,7	-8,1	0,9	6,1	6,7
Julho	-1,1	6,2	-1,4	9,7	36,0	10,5
Agosto	-3,0	4,8	0,9	-0,7	20,0	15,3
Set	-4,8	8,1	-2,6	-4,4	25,6	3,5
Out	6,5	11,6	0,0	8,7	4,4	16,9
Nov	4,1	-9,5	-0,9	2,1	11,3	11,6
Dez	8,2	10,8	1,4	18,1	8,3	25,6

2.3 - Métodos assistidos por satélites

Os métodos que utilizam imageamento por satélite para produzir estimativas de irradiância solar são relativamente recentes. As primeiras técnicas foram desenvolvidas no início da década de 70, e hoje existem muitos modelos e técnicas em utilização. Em princípio, existem duas abordagens distintas, segundo o raciocínio descrito em Noia et al. (1993). A primeira normalmente é rotulada como métodos estatísticos e a outra como métodos físicos. Os métodos estatísticos utilizam regressões estatísticas entre a leitura digital dos satélites e a correspondente irradiância solar registrada em estações solarimétricas na superfície. As estimativas assim obtidas, dependem principalmente da confiabilidade das medidas solarimétricas, e das imagens digitais dos satélites. A validade destas regressões é restrita às áreas onde as calibrações foram executadas. Já os métodos físicos baseiam-se em cálculos e considerações físicas que representam explicitamente as trocas radiativas que ocorrem no sistema terra-atmosfera. Os principais processos normalmente considerados são o espalhamento e absorção dos gases e partículas presentes na atmosfera, o albedo da superfície, o albedo e a absorção das nuvens. Em ambas abordagens, o imageamento dos satélites é utilizado para derivar índices que caracterizam a cobertura de nuvens em cada localidade sob estudo.

Em contraposição aos métodos estatísticos, os métodos físicos podem ser aplicados para qualquer local e não necessitam de numerosas estações solarimétricas espalhadas pela região em estudo. Essa generalidade advém de não serem utilizadas equações ou regressões derivadas para uma região particular. Assim, estes métodos podem fornecer estimativas para extensas regiões. A sua generalidade e a necessidade de poucas estações solarimétricas, tornam o mapeamento de irradiância solar possível a um custo baixo. Adicionalmente, os métodos físicos possuem grande potencial de desenvolvimento. Com o constante lançamento de novos satélites para estudos atmosféricos, a precisão e generalidade destes métodos vão aumentar, produzindo estimativas melhores em áreas mais extensas. Contudo, os atuais modelos estimadores possuem um fator limitante muito forte, a carência de dados sobre a

composição atmosférica, que é variável e inconstante. Os modelos mais complexos podem gerar estimativas ruins, se não forem alimentados com informações adequadas. As informações mais importantes são a quantidade e propriedades dos aerossóis e o conteúdo de vapor d'água. Na sua falta utilizam-se médias climatológicas (medidas ou extrapoladas) e equações empíricas para se estimar essas quantidades. Naturalmente que tais soluções são tão carregadas de incertezas, que os resultados só podem ser tratados como uma aproximação inicial. Portanto, torna-se necessário calibrar (ou ajustar) estes valores, baseando-se na comparação das primeiras estimativas com medidas de superfície. Somente após essa calibração inicial as estimativas possuirão a precisão característica do método. Essas calibrações baseadas em medidas de superfície trazem um efeito indesejado. Devido a elas os métodos físicos perdem parte da sua generalidade e já não podem ser aplicados livremente em qualquer lugar. No momento, esta é a forma mais adequada para se obter boas estimativas com estes métodos. Ainda assim a rede solarimétrica de superfície é menor que a necessária para a correta implantação de um método estatístico.

Inúmeros modelos estimadores já foram desenvolvidos e testados em todo o mundo e muitos estão atualmente em operação. Todos eles foram testados experimentalmente, tanto por seus autores como por outros cientistas. Contudo existem poucos estudos que comparem diferentes modelos utilizando um conjunto homogêneo de dados em áreas ou períodos extensos. [Noia et al., 1993]

Os modelos baseados em satélite normalmente são apresentados por seus autores como capazes de fornecer resultados muito bons, geralmente melhores do que 5% para as médias mensais, e 15% para o caso dos totais diários. Porém, quando aplicados a outras regiões, normalmente o desempenho acaba prejudicado. [Diak e Gautier, 1980; Diekmann et al., 1988; Pereira et al., 1996; Möser e Raschke, 1983; Noia et al., 1993; Stuhlmann et al., 1990]. Cabe aqui o comentário de J. Schmetz, um especialista no assunto, citado em Zelenka et al. (1992) : “Os testes de precisão efetuados pelos autores dos modelos tendem a ser otimistas, pois a maior parte das técnicas é previamente sintonizada com base nas investigações preliminares, antes do início das comparações”. Demonstrou-se, em um estudo recente, que um método

baseado em satélite deverá produzir estimativas melhores que as fornecidas pelos métodos baseados em estações de superfície, quando a localidade em estudo estiver distante das estações solarimétricas [Perez et al.,1997]. No caso do trabalho em questão, essa distância característica foi estimada em 34 km., como se vê na próxima figura, extraída deste trabalho (figura 2.3).

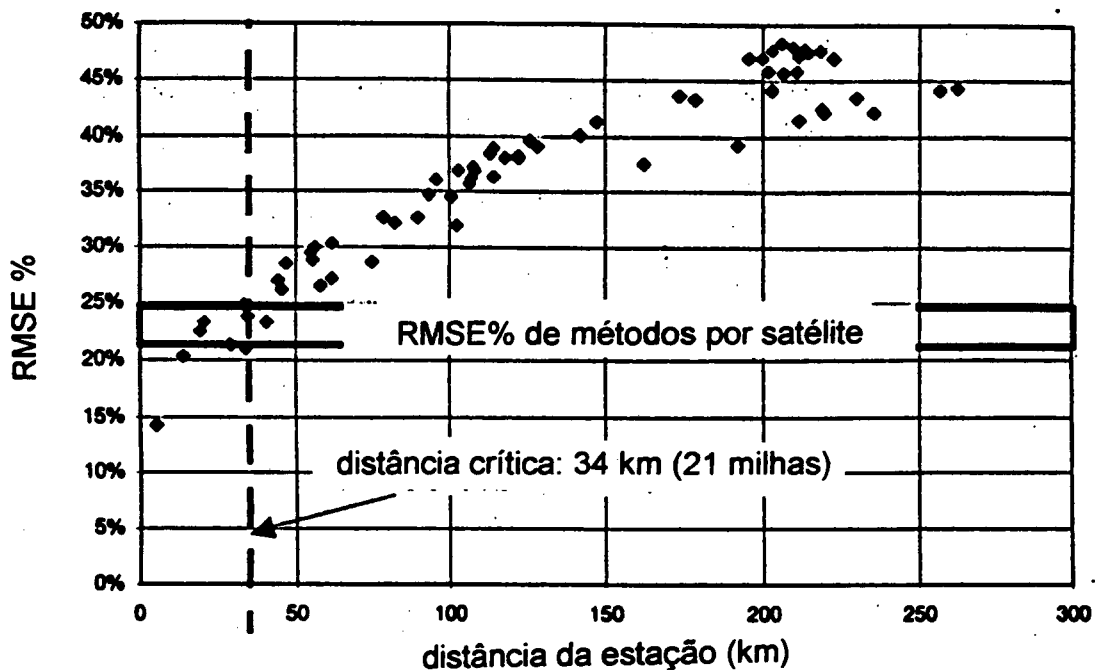


FIGURA 2.3 - Erro quadrático médio (RMSE%) para estimativas horárias no estado de New York, U.S.A (FONTE: Perez, 1997).

CAPÍTULO 3

MODELO ESTIMADOR BRAZILSR

O modelo estimador BRAZILSR, assim chamado por ser desenvolvido nessa instituição alemã, pertence a um grupo de modelos estimadores que vem sendo desenvolvidos há quase três décadas. O modelo básico foi desenvolvido em 1979 na Universidade de Colônia por Raschke e Preuss (1979), e por esse motivo, alguns autores costumam referenciar os modelos subseqüentes como modelos estimadores da série Colônia. Apesar deles serem muito utilizados para estimar a irradiância solar de ondas curtas, para aplicação na área de energia, o enfoque principal sempre esteve voltado para estudos do balanço radiativo global, são muito úteis também às áreas de meteorologia e climatologia. Desde 1985 o serviço de meteorologia alemão (DWD) utiliza um dos modelos da série, o modelo de Möser e Raschke (1983), para estimar a irradiância solar sobre a Europa Central. Alguns dos resultados estão disponíveis nos relatórios da Agência Internacional de Energia (I.E.A.) [Zelenka et al., 1992], e uma detalhada discussão sobre as limitações e potencialidades do modelo foi publicada pela equipe do DWD [Diekmann et al., 1988]. Utilizando a experiência acumulada, os pesquisadores alemães aperfeiçoaram o modelo Möser-Raschke, também conhecido como o modelo IGMK, e um novo modelo, batizado de IGMK-Improved, foi utilizado para criar um atlas solarimétrico para o continente Africano [Stulhmann et al., 1990]. Mais recentemente, este mesmo modelo foi aplicado para o território Brasileiro [Pereira et al., 1996].

O modelo BRAZILSR é o último e mais refinado modelo da série. Foi planejado para modelar a óptica atmosférica de forma mais fidedigna. Para isso, utiliza informações atmosféricas refinadas, como os perfis de distribuição vertical de aerossóis e vapor de água, e executa cálculos de transferência radiativa resolvidos espectralmente.

3.1 - Princípios básicos de cálculo

O modelo BRAZILSR, como todos os modelos estimadores da série de Colônia, baseia-se no princípio de que o fator mais importante a interferir na óptica atmosférica são as nuvens, enquanto que a contribuição de todos os demais constituintes atmosféricos importantes (ozônio, vapor d'água, aerossóis, etc.) são fatores de segunda ordem.

A estratégia dos modelos é caracterizar as propriedades ópticas das nuvens da forma mais precisa possível, através de imageamento por satélite, enquanto que aos demais constituintes atmosféricos são atribuídos valores médios mensais, estimados de forma simplificada a partir de médias climatológicas. A rotina de cálculo consiste basicamente de 3 etapas: A determinação da cobertura efetiva de nuvens, o cálculo da transmitância atmosférica, e a combinação dessas duas informações com cálculos astronômicos (que determinam a irradiância solar extraterrestre) a fim de obter as estimativas de irradiância solar ao nível do solo. Esta estimativa de irradiância é obtida através da equação linear:

$$I = I_0 \left[(1 - C_{ef}) (\tau_{clear} - \tau_{cloud}) + \tau_{cloud} \right] \quad (3.1)$$

Onde I é a irradiância solar na superfície, I_0 é a irradiância solar extraterrestre calculada através das relações astronômicas, τ_{clear} e τ_{cloud} são as transmitâncias para céu claro e céu encoberto, obtidas com os cálculos de transferência radiativa, e C_{ef} representa a cobertura efetiva de nuvens, e será discutida mais adiante em detalhes. Esta equação também pode ser reescrita na forma :

$$I = I_0 \left[(1 - C_{ef}) \tau_{clear} + C_{ef} \tau_{cloud} \right] \quad (3.2)$$

ou, mais simplesmente como:

$$I = I_0 \tau_{atm} \tag{3.3}$$

onde τ_{atm} é a transmitância efetiva da atmosfera, correspondendo ao termo entre colchetes na equação (3.1).

Este processo é repetido em cada setor da imagem de satélite, e para cada período de tempo. No caso das estimativas preliminares executadas para Florianópolis, a partir do satélite METEOSAT, utilizaram-se períodos de 1 hora, pois haviam 10 imagens disponíveis por dia. Quanto maior este número, menores as extrapolações no tempo, e melhor a precisão das estimativas [Diekmann et al., 1988].

De forma geral, o esquema básico de cálculo do modelo BRAZILSR é representado através do seguinte fluxograma:

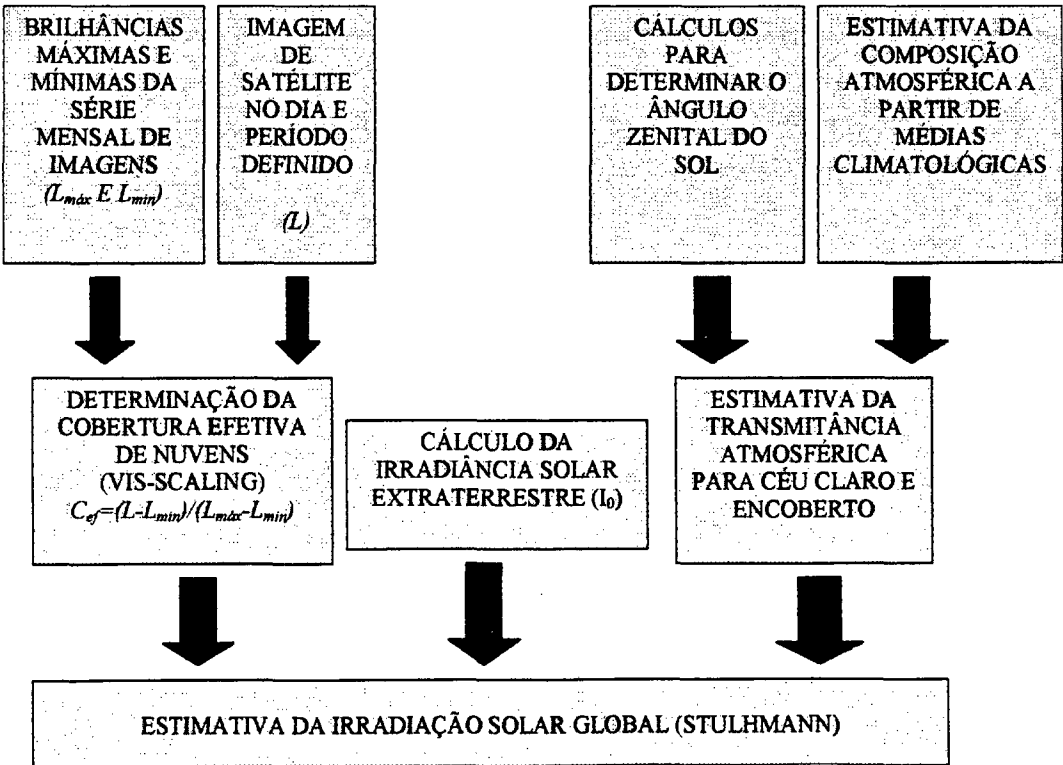


FIGURA 3.1 - Fluxograma simplificado de cálculo do modelo estimador BRAZILSR

3.2 - Determinação da cobertura efetiva de nuvens

A cobertura efetiva de nuvens é obtida a partir do canal visível dos satélites (VIS) através de um método linear, também conhecido por VIS-Scaling. Este método é descrito em detalhes no capítulo 4, mas por enquanto, adianta-se que as propriedades ópticas da cobertura de nuvens são avaliadas através de um índice normalizado, que assume valores entre 0 e 1, e é definido por:

$$C_{ef} \equiv \frac{L - L_{min}}{L_{max} - L_{min}} \quad (3.4)$$

Esta equação é definida com base no princípio de que a brilhância planetária registrada pelo satélite (L), é linearmente dependente da cobertura de nuvens, sendo máxima (L_{max}) quando o céu estiver totalmente encoberto, e mínima (L_{min}) para a situação de céu claro. O índice C_{ef} traz duas informações, a fração de céu coberto por nuvens e a espessura óptica destas. C_{ef} deverá assumir o valor 0 (zero) para a situação de céu claro, e 1 para a situação em que o céu estiver totalmente encoberto por nuvens espessas.

A simplicidade da equação 3.4 é enganosa, pois tanto o índice C_{ef} como o procedimento utilizado para obtê-lo são sujeitos a questionamentos. Uma discussão mais detalhada é apresentada nos capítulos 4 e 5. Adianta-se apenas que a principal vantagem deste procedimento de obter C_{ef} a partir de L_{min} e L_{max} é o fato dele dispensar a calibração das imagens de satélite. A princípio, este processo de calibração é necessário porque a leitura do satélite (L) depende não só do albedo planetário e da irradiância solar, (as informações de interesse), mas também de fatores como os ângulos de incidência da radiação solar, do ângulo de observação do satélite e de propriedades ópticas da superfície. Mas, como os limites L_{max} e L_{min} são obtidos independentemente para cada local, para cada horário de observação, e o índice C_{ef} é obtido por normalização, o trabalhoso processo de calibração passa a ser dispensável.

3.3 - Cálculo da transmitância atmosférica

Os dois limites utilizados na equação estimadora, a transmitância atmosférica de céu claro (τ_{clear}) e a transmitância atmosférica de céu encoberto (τ_{cloud}), são estimados através do código de transferência radiativa desenvolvido por Schmetz (1984). Este código se propõe a modelar os processos radiativos que afetam a radiação solar, da forma mais realista possível. Para tanto, ele utiliza a aproximação de dois fluxos (two-stream) em uma atmosfera dividida verticalmente em cinquenta camadas. O cálculo é executado independentemente para cada um dos cento e trinta e cinco intervalos em que o espectro da radiação solar foi dividido. Para executar os cálculos utilizando o método de dois fluxos são necessários três parâmetros básicos para cada uma das camadas e para cada intervalo espectral. Esses três parâmetros são o albedo de espalhamento simples (ω_0), o parâmetro de assimetria da função de fase do espalhamento (g) e a espessura óptica (τ) (ver detalhes no apêndice 1). Estes parâmetros são definidos na teoria do espalhamento Mie [Twomey, 1977]. Neste modelo estimador, esses parâmetros são obtidos a partir das propriedades ópticas espectrais de cada componente atmosférico, retiradas da literatura e inseridas no código de transferência através de tabelas. A composição relativa de cada camada é obtida a partir da composição média da atmosfera e dos perfis de distribuição vertical de cada elemento. O albedo da superfície também é tratado espectralmente. O programa utiliza uma tabela com as propriedades espectrais típicas do albedo da terra, caso estas informações não sejam fornecidas ao modelo.

Para calcular a transmitância atmosférica de céu encoberto (τ_{cloud}), define-se uma cobertura de nuvens arbitrária, composta por espessas nuvens baixas tipo cúmulos, com propriedades microfísicas definidas. Através de um cálculo pelo método de dois fluxos com apenas uma camada, calculam-se as características ópticas do campo de nuvens (absortância, reflectância e transmitância). Essas características são então inseridas no código estimador como condições de contorno entre duas camadas. Tanto a altitude como o número de camadas do campo de nuvens podem ser fornecidas como dados de entrada.

3.4 - Dados de entrada para o código de transferência

As propriedades ópticas de cada uma das camadas verticais em que a atmosfera é dividida só podem ser obtidas se a composição média da atmosfera for conhecida. Os dois principais elementos atmosféricos opticamente ativos, cujas concentrações precisam ser fornecidas ao código de transferência são o conteúdo de água precipitável e a quantidade de aerossóis. O aerossol atmosférico é o parâmetro mais variável da atmosfera, cuja transmitância é influenciada não só pela sua concentração mas também pela forma, distribuição vertical e principalmente pelo seu tipo. Como é difícil modelar suas condições médias em torno do mundo, utiliza-se apenas um tipo de aerossol, o rural, e sua concentração é obtida a partir da visibilidade atmosférica horizontal [Iqbal, 1983], que é estimada em escala global de forma simplificada. Problema parecido existe para o conteúdo de vapor d'água precipitável, que é estimado a partir de médias climatológicas de umidade e temperatura, segundo a formulação de Leckner (1978). O último parâmetro de entrada importante é o albedo da superfície, que foi obtido a partir de dados dos satélites do ERBE (Earth Radiation Budget Experiment). A distribuição vertical destes elementos na atmosfera é simplificada. A carga de aerossóis é distribuída utilizando-se a equação 3.5, onde h é a altitude da camada atmosférica. Para o vapor d'água, considera-se que a umidade relativa do ar não varia nos primeiros quilômetros da atmosfera e aplica-se uma expansão adiabática de gás ideal. A temperatura reduzida é utilizada para obter o conteúdo de vapor d'água em cada camada vertical, e a distribuição assume a forma da equação 3.6, isto é, o conteúdo de vapor d'água diminui com a altitude, sendo uma função do logaritmo da pressão atmosférica. Os efeitos da altitude do local são levados em conta reduzindo-se o parâmetro visibilidade (VIS). As constantes utilizadas, C_1 , C_2 e C_3 , são ajustadas para as equações produzirem bons resultados.

$$Aerossol(h) = C_1 \cdot \exp\left[\log\left[C_2/VIS\right] \cdot h\right] \quad (3.5)$$

$$w_{h_2O}(h) = f\left(\log\left[Pressao(h)/C_3\right]\right) \quad (3.6)$$

Uma vez que todas essas informações atmosféricas são imprecisas, terminam por ser apenas uma estimativa inicial. Portanto é necessário ajustar esses parâmetros com base em dados solarimétricos de superfície, de forma que, sob céu claro, as estimativas apresentem concordância com as medidas [Stulhmann et al., 1990]. Nos capítulos 6 e 7 todos estes pontos são tratados com maiores detalhes.

3.5 - Resultados preliminares para o Brasil

Como parte do processo de adaptação do modelo no Brasil, a equipe responsável pelo projeto executou uma série de estimativas para o sítio de Florianópolis, comparando-as com os dados da estação solarimétrica da UFSC. Essas estimativas foram efetuadas a partir de imagens horárias do satélite METEOSAT-3, para um setor quadrangular com 40 km de lado, centrado na estação. Os valores médios de temperatura, pressão atmosférica e umidade relativa do ar também foram medidos na estação solarimétrica. O albedo local foi estimado a partir de uma imagem de alta resolução do satélite LANDSAT, e dados tabelados de albedo. Uma validação preliminar foi executada e os resultados apresentados em congresso [Abreu et al., 1995]. Neste capítulo estão os resultados obtidos a partir de uma avaliação mais refinada, que levou em conta também a situação de cobertura por nuvens do céu, fator determinante para a precisão do modelo. O conjunto de dados disponível para a validação compreendia os meses de julho, outubro, novembro e dezembro de 1994. Infelizmente, devido a falhas na transmissão das imagens e/ou na operação da estação solarimétrica, nenhum dos meses estava completo, sendo que o conjunto possuía 538 estimativas horárias, de um total máximo de 1220 para o conjunto completo. Contudo, os dados se prestam ao objetivo de avaliar a precisão do modelo estimador (figura 3.2).

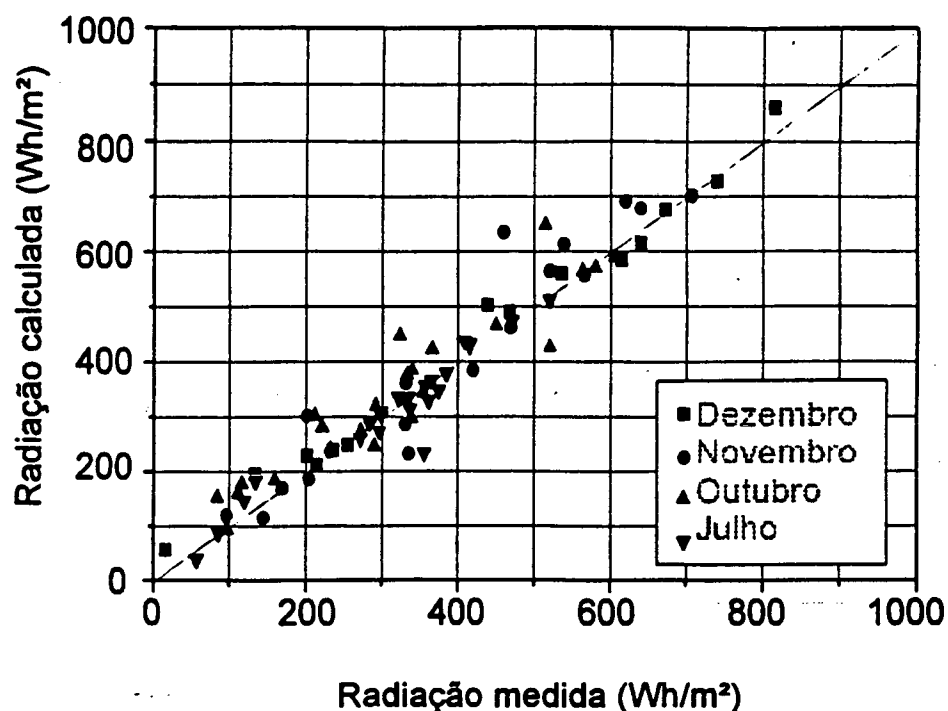


FIGURA 3.2 - Comparação entre os dados estimados a partir de imagens do METEOSAT-3 e dados coletados em Florianópolis durante 1994

A análise posterior dos dados revelou pequenas falhas operacionais nas estimativas, mas elas não afetaram significativamente os resultados. Por outro lado, essas estimativas preliminares foram executadas de forma bastante controlada. Assim, se considerarmos que: 1) as imagens de satélite foram filtradas manualmente, corrigindo-se ou descartando-se as imagens problemáticas; 2) que a estação solarimétrica estava sob estreita vigilância; 3) que os dados climatológicos foram medidos no próprio local; 4) que as imagens tinham uma boa resolução temporal (1 hora) e 5) o setor de imageamento não era grande, pode-se esperar que os resultados obtidos sejam de alta qualidade e que o número de imagens disponíveis não deve influir negativamente nos resultados finais. Além disso, durante a operação normal do modelo estimador, dificilmente será possível controlar o processo com tanto cuidado, de forma que a qualidade dessas estimativas preliminares pode ser considerada no mínimo, como bem próxima do desempenho máximo do modelo estimador.

O conjunto de dados utilizados na atual análise é basicamente o mesmo

empregado na validação anterior, com apenas uma ressalva: Quando os níveis de irradiância solar são muito baixos, a resolução radiométrica do satélite traz problemas para o cálculo dos limites de mínimo (L_{min}), o que resulta em fortes desvios sistemáticos para estas situações, que foram observadas nas estimativas das 18h de julho, outubro e novembro. Assim, optou-se simplesmente por descartar esses dados.

A avaliação foi executada através do cálculo dos erros quadráticos médios percentuais (RMSE%) e dos desvios médios (MBE) para os valores horários de cada mês. Esta avaliação foi executada tanto para o conjunto formado por todos os valores obtidos em cada mês, como para os subconjuntos formados pela estimativas sob céu claro, céu encoberto e céu parcialmente coberto.

O cálculo do RMSE% e MBE segue o modelo recomendado pela Agência Internacional de Energia (IEA) [Zelenka et al., 1992], utilizado correntemente em avaliações do gênero [Pereira et al., 1996]. As equações empregadas são descritas no apêndice 2.

O critério utilizado para classificar a situação de cobertura de nuvens característica de cada estimativa é arbitrário, baseado no valor de C_{ef} , a cobertura efetiva de nuvens determinada pelo satélite. Supõe-se que o céu é claro quando $C_{ef} > 0,8$, e o céu é totalmente encoberto quando $C_{ef} < 0,3$, enquanto que todos os valores intermediários serão classificados como de céu parcialmente coberto.

Os resultados obtidos estão representados na tabela e no gráfico de barras da figura 3.3. Com esta avaliação, percebe-se claramente que o modelo produz bons resultados para céu claro, e resultados mais limitados para as situações de céu encoberto. O fato que mais desperta a atenção dentro do conjunto são os desvios atipicamente menores obtidos para julho. Nota-se também que isso se deve unicamente aos melhores resultados obtidos para a situação de céu claro, onde o RMSE% é aproximadamente a metade do observado nos demais meses e o MBE é praticamente nulo. Podem ser feitas diversas hipóteses para o comportamento favorável observado em julho, e tentar relacioná-lo com o número de imagens

disponíveis para tal situação, ou às condições atmosféricas mais estáveis que predominam durante o inverno. Porém, não convém tecer uma longa discussão sobre o tópico, sem efetuar uma análise muito mais detalhada a fim de determinar as reais causas deste comportamento. De qualquer forma, seja pelos resultados esperados para o modelo, seja para os valores globais obtidos, os resultados de julho podem ser considerados dentro do contexto das médias e variâncias totais obtidas. Contudo não se pode supor que os resultados para todos os meses devem ter a precisão obtida para julho.

TABELA 3.1 - O RMSE% e o MBE para as estimativas horárias do modelo BRAZILSR para Florianópolis, em relação às medidas fornecidas pela estação solarimétrica da UFSC

Mês	Todas as Situações			Céu Claro		
	RMSE%	MBE	N. OBS.	RMSE%	MBE	N. OBS.
Julho	14,00	1,90	149	7,80	-0,01	113
Outubro	24,20	-17,20	139	15,80	-25,90	41
Novembro	24,30	-28,40	104	17,10	-53,00	41
Dezembro	24,60	-30,50	93	18,20	-42,70	35
Média	21,78	-18,55		14,73	-30,40	

Mês	Parcialmente Coberto			Totalmente Coberto		
	RMSE%	MBE	N. OBS.	RMSE%	MBE	N. OBS.
Julho	39,60	-3,15	20	47,80	27,7	16
Outubro	27,30	-14,4	58	47,70	-12,5	40
Novembro	30,60	-31,9	27	53,80	-9,2	32
Dezembro	26,60	-18,3	32	53,20	-28,8	26
Média	31,03	-16,94		50,63	-5,70	

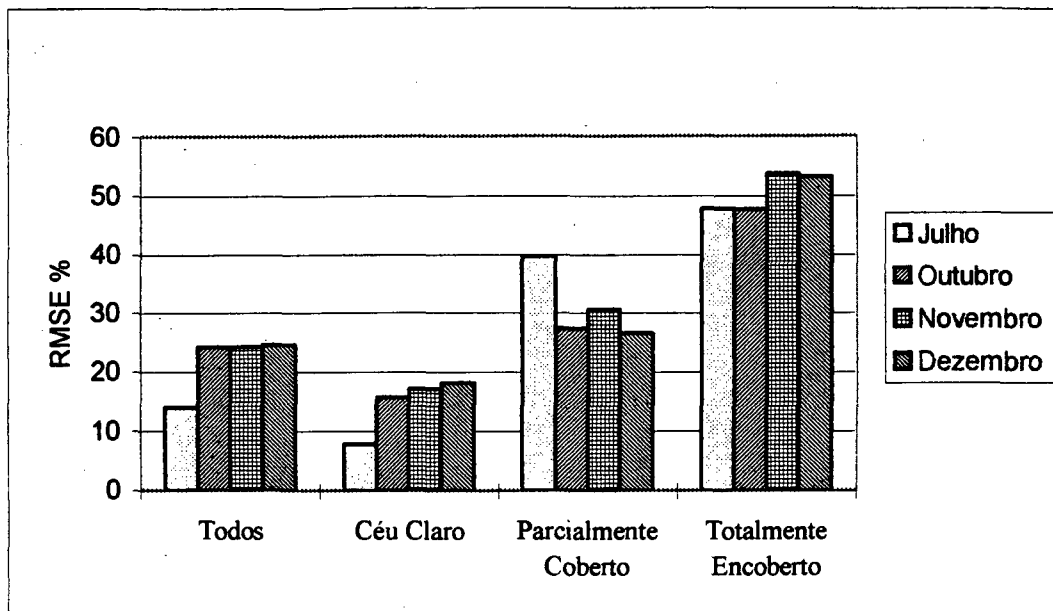


FIGURA 3.3 - Gráfico de barras dos RMSE% das estimativas horárias de irradiância solar, relacionadas na tabela 3.1

A análise das estimativas horárias não bastam, pois o modelo não se propõe a fornecer resultados com resolução temporal tão alta. Por conseguinte, foi preciso analisar os desvios obtidos para as médias mensais, isto é, as médias mensais da irradiância solar estimada com as médias mensais das irradiâncias medidas. Com os quatro meses disponíveis, obteve-se o RMSE% e o MBE característicos da validação para Florianópolis. Os resultados estão na figura 3.4, onde observa-se que o RMSE% global foi de 5,5% . Este valor é equivalente aos desvios obtidos pelos melhores modelos estimadores em uso. Ver por exemplo, os resultados obtidos pelo modelo Möser-Raschke, utilizado pelo serviço de meteorologia alemão (DWD), cujos melhores resultados ficaram na faixa dos 5% de RMSE% [Diekmann, 1988; Zelenka, 1992]. A precisão média dos modelos estimadores normalmente fica entre 5% e 10%, o que é considerado como um bom resultado. [Stuhlmann et al., 1990; Noia et al., 1993]

TABELA 3.2 - As médias mensais dos totais horários medidos pela estação solarimétrica da UFSC e as médias mensais dos totais horários das estimativas obtidas com o modelo BRAZILSR em Florianópolis, para 1994

	<u>Todos os casos</u>			<u>Céu Claro</u>		
	<i>Medida</i>	<i>Estimativa</i>	<i>N. OBS.</i>	<i>Medida</i>	<i>Estimativa</i>	<i>N. OBS.</i>
<i>Julho</i>	354	352	149	405	405	113
<i>Outubro</i>	406	424	139	672	698	41
<i>Novembro</i>	430	459	104	675	728	45
<i>Dezembro</i>	451	481	93	695	737	35

	<u>Cobertura Parcial</u>			<u>Totalmente Coberto</u>		
	<i>Medida</i>	<i>Estimativa</i>	<i>N. OBS.</i>	<i>Medida</i>	<i>Estimativa</i>	<i>N. OBS.</i>
<i>Julho</i>	248	251	20	130	109	16
<i>Outubro</i>	399	413	58	146	158	40
<i>Novembro</i>	347	379	27	159	150	32
<i>Dezembro</i>	430	449	32	149	177	26

TABELA 3.3 - O RMSE% e o MBE dos dados da tabela 3.2

	<i>Céu Claro</i>	<i>Cob. Parcial</i>	<i>Cob. Total</i>	<i>Todos</i>
RMSE%	5,90%	5,60%	13%	5,50%
MBE(Wh/m2)	-30	-17	-2,5	-19

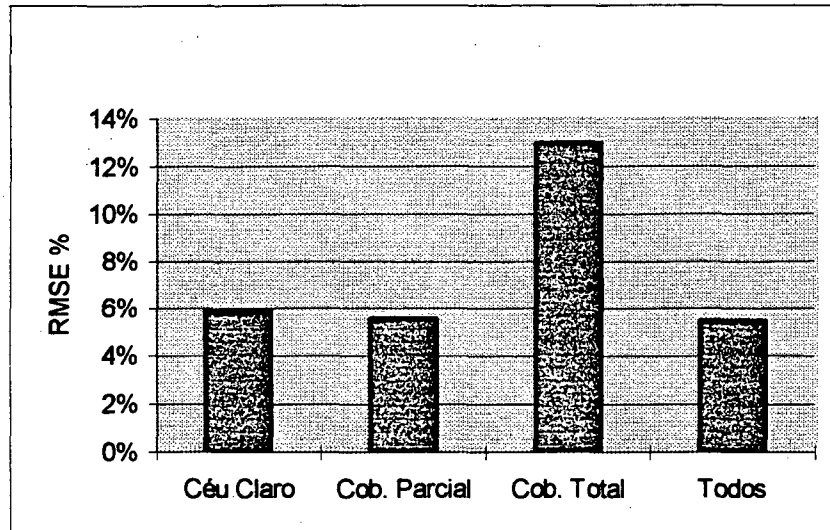


FIGURA 3.4 - Gráfico de barras dos RMSE% para os quatro meses de estimativas. Dados da tabela 3.3

3.6 – Otimização do modelo estimador

Durante a adaptação do modelo BRAZILSR, deparou-se com uma dificuldade relacionada ao tempo de processamento necessário para o código computacional executar todos os cálculos necessários. Para estimar a irradiância solar sobre um estado inteiro, uma estação de trabalho SUN/SPARC-20 necessitava de várias horas. Logo ficou claro que, para se obter o mapa de irradiância solar sobre o Brasil inteiro, seria necessário um bom computador trabalhando por aproximadamente um mês, sem interrupções.

Para contornar este inconveniente, foi proposta uma modificação, e o modelo otimizado foi denominado BRAZILSR acelerado. Nos testes efetuados, o novo programa de cálculo foi capaz de produzir estimativas praticamente idênticas às do programa original, porém com um tempo de processamento 30 vezes menor.

3.6.1 - Detalhes sobre o funcionamento do modelo estimador

No início deste capítulo estão relacionadas as equações básicas que governam o processo estimador do BRAZILSR, equações (3.1) e (3.4), que são utilizadas independentemente para cada dia e horário. Essas equações implicam na correspondência entre as duas quantidades normalizadas:

$$\frac{\tau_{atm} - \tau_{cloud}}{\tau_{clear} - \tau_{cloud}} = \frac{L - L_{máximo}}{L_{mínimo} - L_{máximo}} \quad (3.7)$$

O procedimento estimador consiste em determinar os limites de normalização (τ_{clear} , τ_{cloud} , $L_{mínimo}$, $L_{máximo}$) e com a equação acima, obter a transmitância atmosférica efetiva (τ_{atm}), através das leituras de satélite (L). É evidente que, para o processo dar certo, é necessário que τ_{cloud} corresponda a $L_{máximo}$, e que τ_{clear} corresponda a $L_{mínimo}$. Ou seja, modelo parte do pressuposto de que os limites de radiância registrados pelos satélites (L) estão direta e univocamente associados a situações bem caracterizadas da óptica atmosférica (τ), como segue:

$$\begin{aligned} L_{máximo} &\Leftrightarrow \tau_{cloud} \\ L_{mínimo} &\Leftrightarrow \tau_{clear} \end{aligned} \quad (3.8)$$

Os métodos empregados para se obter estes limites devem buscar essa correspondência da forma mais acurada possível, sob pena de introduzir erros sistemáticos sobre as estimativas finais. Estes efeitos são estudados no capítulo 5.

Os limites utilizados para normalizar as brilhâncias registradas pelo satélite ($L_{\text{mínimo}}$ e $L_{\text{máximo}}$), a fim de se obter o índice C_{ef} através da equação (3.4), são obtidos pela simples sobreposição das séries mensais de imagens, retendo-se apenas os valores máximos e mínimos. Já os limites τ_{clear} e τ_{cloud} são calculados pelo código de transferência radiativa do BRAZILSR, que é alimentado por médias climatológicas mensais e cálculos astronômicos horários. Aqui se destaca um detalhe, os cálculos de τ_{clear} e τ_{cloud} são executados para todos os dias de cada mês, mas o único parâmetro que realmente varia entre um dia e outro é o ângulo zenital do sol (θ_z), devido à variação diária de δ , a declinação solar. Todo o processo descrito é executado independentemente para cada horário das estimativas. Consta-se que o lado direito da equação (3.7) é normalizado com limites obtidos a partir de uma base de dados mensal, enquanto que o lado esquerdo da equação é normalizado a partir de uma base de dados diária. Isso traz dúvidas quanto à validade das estimativas obtidas, pois a equação assume que os quatro limites utilizados são fixos para cada período, e dois dos quais estão variando diariamente em relação aos outros. Como a única diferença nos limites $\tau_{\text{clear,cloud}}$ é devida à variação diária de δ , as diferenças nos referidos limites seriam pequenas o suficiente para serem desprezadas. A consequência natural é desprezar δ , calculando-se os limites $\tau_{\text{clear,cloud}}$ apenas uma vez por mês, acelerando-se portanto o processo estimador. Testes executados mostraram que tal pressuposto não é válido, pois surgiram diferenças de monta entre os novos cálculos e os originais. Uma análise mais detalhada revela que as variações de δ em cada mês atingem valores expressivos, de 5 graus em julho, chegando a 12 graus em março. No capítulo 6 a importância de θ_z para a transmitância atmosférica é avaliada. Pela figura 6.2 observa-se a variação que um desvio de 5 ou 10 graus em θ_z produz em τ_{atm} . Nota-se que estes efeitos dependerão do valor de θ_z , podendo ser superiores a 10%. Para o caso de Florianópolis, em julho este efeito será da ordem de 5%. Grande demais para ser desprezado. Uma vez estabelecido que a variação diária de δ precisa ser considerada nos cálculos de $\tau_{\text{clear,cloud}}$, vem o questionamento de porquê tal variação em τ_{atm} também não afeta os limites $L_{\text{mínimo}}$ e $L_{\text{máximo}}$, degradando a validade da equação (3.7). O ideal seria que ambos os lados da equação fossem obtidos de uma base de dados diária, o que não é possível. A resposta a essa questão vem da constatação de que a

variação de δ afeta os valores de L , juntamente com toda uma série de fatores relacionados à calibração das imagens de satélite, mas a sensibilidade de L a todos eles é pequena. Ou seja, a variação existe, mas não é capaz de introduzir diferenças significativas em L . Destaca-se também, como será visto no capítulo 5, que a normalização efetuada pela equação (3.4) amortece os efeitos de desvios introduzidos nos limites $L_{\text{mínimo}}$ e $L_{\text{máximo}}$.

3.6.2 – A otimização

Com base em todas estas análises foi proposta uma nova forma para se obter os limites τ_{clear} e τ_{cloud} , eles serão calculados apenas uma vez por mês, de forma que a correspondência descrita no item 3.6.1 seja respeitada. Pelo proposto, os limites $L_{\text{mínimo}}$ e $L_{\text{máximo}}$ continuam a ser obtidos pela sobreposição da série mensal de imagens, retendo-se os valores máximos e mínimos. A diferença é que se registra também o dia em que foi observada a situação de máximo e mínimo. A principal diferença, o limite τ_{cloud} é calculado com o θ_z característico do dia em que ocorreu a situação de máxima cobertura, e o limite τ_{clear} com o θ_z característico do dia em que foi observada a situação de mínima cobertura de nuvens. Com isso, garante-se a validade da equação (3.4), uma vez que ambos os lados da equação passam a ser fixos dentro da base temporal mensal. A partir daí, as diferenças que aparecerem nos limites devido à variação diária de δ serão compensados em ambos os lados da equação.

O código-fonte resultante, batizado de BRAZILSR acelerado está disponível no Apêndice III desta dissertação, e o diagrama de blocos básico (fluxograma) está na figura 3.5.

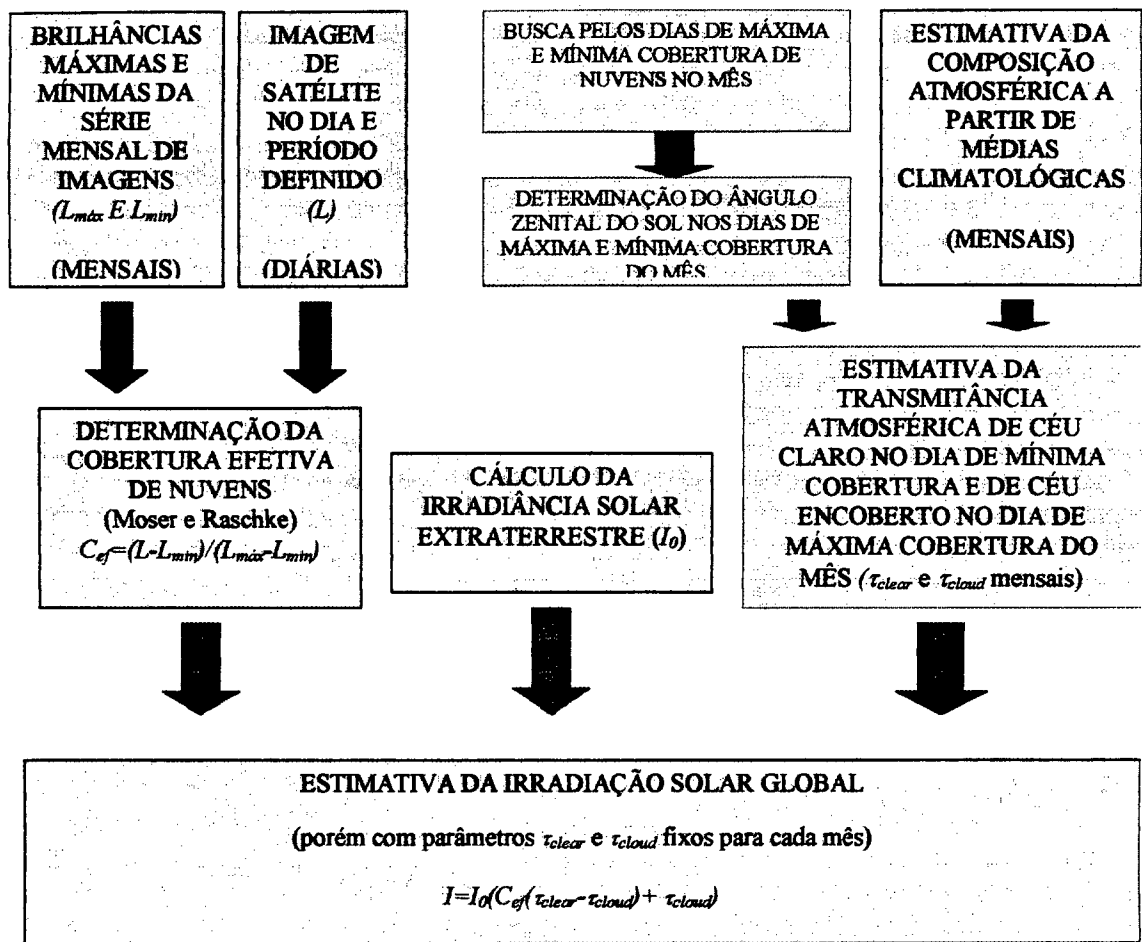


FIGURA 3.5 - Fluxograma simplificado do modelo estimador otimizado (BRAZILSR acelerado)

3.6.3 - Teste do modelo otimizado

Antes de apresentar os resultados dos testes, é preciso ressaltar que o procedimento utilizado não foi exatamente o procedimento proposto, isto é, foi preciso fazer uma aproximação, porque o método utilizado para obter os limites L_{minimo} e L_{maximo} não é aplicado sobre apenas um pixel da imagem, mas a setores com centenas de pixels e os valores finais são as médias obtidas. Como a sobreposição das imagens é feita pixel a pixel, as imagens correspondentes a L_{minimo} e L_{maximo} não correspondem a

um dia específico, mas a uma coleção de pixels de várias imagens. Para contornar este problema, optou-se por utilizar os dias que apresentassem os maiores e os menores valores médios de L , supondo-se que estes valores devam coincidir ou pelo menos serem muito próximos dos valores adotados para $L_{\text{mínimo}}$ e $L_{\text{máximo}}$. Nos testes efetuados essa aproximação foi plenamente eficaz. Para testar a precisão do novo modelo, utilizaram-se os dados disponíveis para agosto de 1994 sobre Florianópolis. Este conjunto de dados têm as mesmas características dos utilizados para as avaliações preliminares do BRAZILSR no Brasil, exceto que possui apenas três imagens por dia. O conjunto de imagens não está completo, e totaliza apenas 45 imagens, das 93 possíveis. Estes dados foram utilizados para alimentar os dois modelos, (o original e o otimizado), e os resultados obtidos estão graficados na figura 3.6, onde é inequívoco de que a correspondência entre os dois modelos é boa. O coeficiente de correlação obtido foi 1. (figura 3.6).

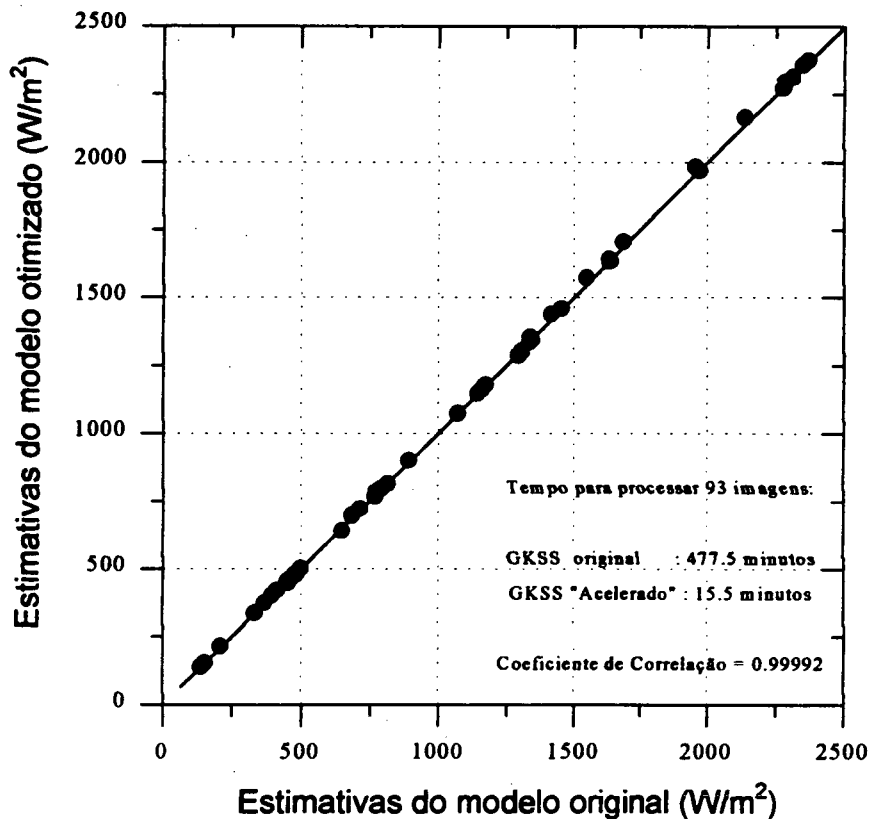


FIGURA 3.6 - Resultados obtidos pelo método otimizado contra os obtidos pelo original

O próximo passo foi avaliar a velocidade de processamento. Esta será sempre constante no novo método, ao passo que no método original ela depende do número de imagens processadas, isto é, a falta de algumas imagens acelera o processamento. Como o objetivo é avaliar o ganho máximo de velocidade, utilizou-se um conjunto completo de imagens para um mês com 31 dias. O conjunto de 93 imagens foi fornecida a ambos os programas, e o tempo necessário de execução em um computador PC-386 foi de quase oito horas com o programa original, e apenas 15,5 minutos com o novo código.

Com esses resultados, evidencia-se que o modelo aperfeiçoado é capaz de fornecer estimativas idênticas num tempo de processamento 30 vezes menor. Ele deverá ser utilizado, substituindo o modelo original, e os cálculos que necessitariam de um mês ininterrupto de processamento poderão ser executados em apenas um dia.

CAPÍTULO 4

O MÉTODO PARA DETERMINAR A COBERTURA EFETIVA DE NUVENS

Como já foi comentado nos capítulos anteriores, a determinação da cobertura de nuvens é essencial para o processo estimador. As próprias considerações básicas de vários modelos físicos consideram a suposição que as nuvens são o fator mais importante a modular a irradiância solar, enquanto que os demais processos atmosféricos podem ser tratados como fatores de segunda ordem [Stulhmann et al., 1990]. Assim, a precisão e validade do método que determina essa cobertura a partir das imagens de satélite são condições fundamentais para a obtenção de bons resultados nas etapas subseqüentes do processo estimador. Dada esta elevada importância, efetuou-se um estudo detalhado para apontar as potencialidades e limitações deste método. Verificou-se a sua validade, comparando-se os resultados obtidos a partir de imagens do satélite METEOSAT-4 com os dados da estação solarimétrica da UFSC. Estes pontos são o tema do presente capítulo, onde também se discute sobre as limitações do método e as possíveis causas.

4.1 - Método utilizado

O método adotado pelos modelos estimadores BRAZILSR e IGMK é referenciado em literatura como Vis Scaling [Rossow, 1989], pois se baseia numa relação linear direta entre a radiação solar refletida pelo planeta na faixa do visível,

fornecida pelos canais de radiação visível dos satélites, e a cobertura de nuvens. Esta relação simples foi utilizada por Miller e Feddes (1971), para avaliar a nebulosidade em todo o globo. Desde então essa formulação vem sendo utilizada para avaliações de nebulosidade e tornou-se bastante popular entre os modelos estimadores de insolação.

Na forma adotada pelos modelos estimadores em questão, a nebulosidade é avaliada por meio do índice (C_{ef}), chamado de Cobertura efetiva de nuvens, que incorpora duas informações; a fração do céu coberta por nuvens e a espessura óptica destas. Uma definição mais fiel seria Cobertura efetiva média de nuvens, pois o imageamento por satélite necessariamente contém informações correspondentes a áreas relativamente extensas. Para efeito de cálculos, o índice (C_{ef}) é calculado pela razão

$$C_{ef} = \frac{L - L_{min}}{L_{max} - L_{min}} \quad (4.1)$$

onde L é a leitura instantânea do satélite (brilhância), e os valores L_{min} e L_{max} referem-se aos valores de brilhância máxima e mínima obtidos no período de um mês, correspondendo respectivamente à condição de mínima e máxima cobertura de nuvens, céu claro e céu totalmente encoberto. Conclui-se que C_{ef} é um índice normalizado entre os valores-limite L_{min} e L_{max} , e que para as situações de céu claro (L baixo) o índice C_{ef} deverá apresentar valores próximos de 0 (zero), e para as situações de céu encoberto (L alto), C_{ef} tenderá a 1 (um). O gráfico na figura 4.1 permite uma visualização deste comportamento.

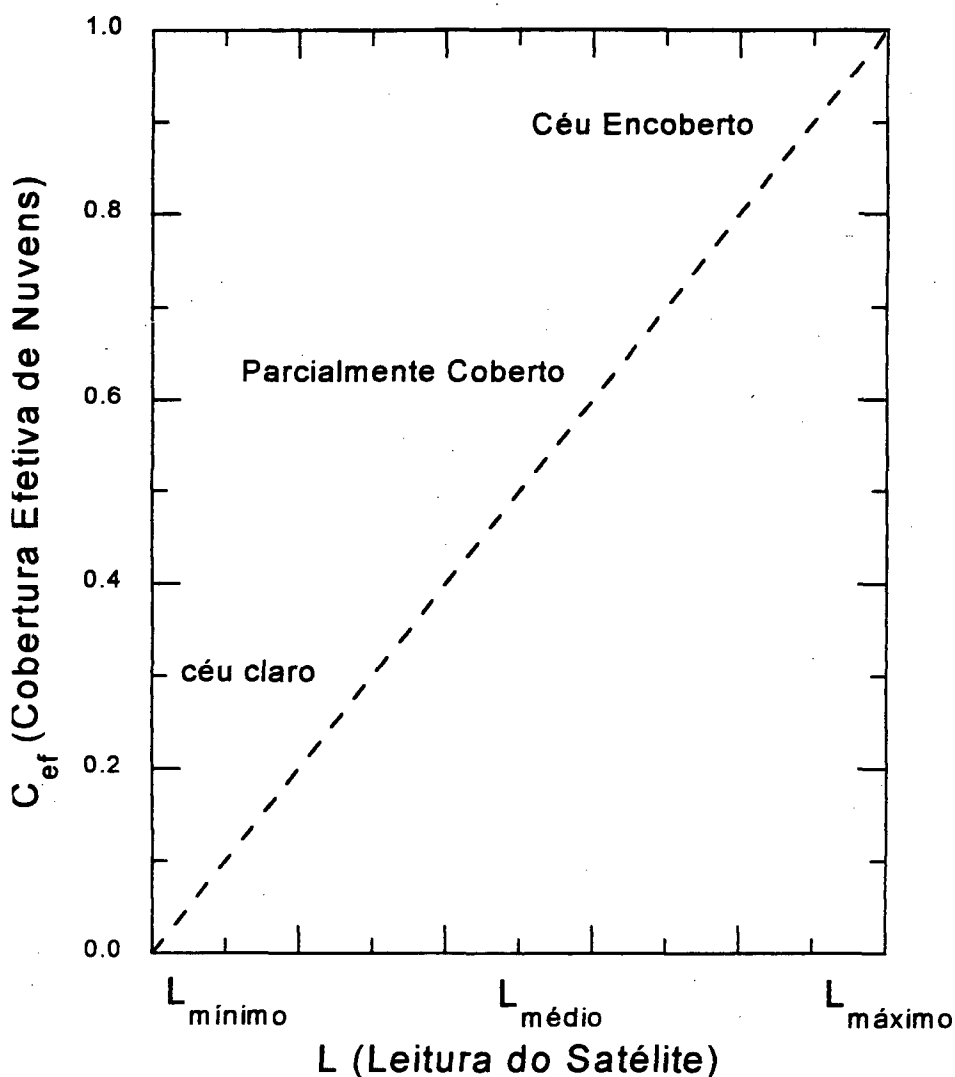


FIGURA 4.1 - A cobertura efetiva de nuvens (C_{ef}) em função da leitura (normalizada) do satélite (L)

A obtenção dos valores-limite L_{min} e L_{max} é feita pela simples sobreposição de todas as imagens de satélite de cada mês ou seja, para cada horário de imageamento, sobrepondo-se todas as imagens da série mensal, restando-se apenas os valores mínimos e máximos de cada coordenada (pixel). Convém lembrar que a brilhância registrada pelo satélite dependerá não só das condições atmosféricas e albedo da superfície. Como a aproximação Lambertiana (reflexão isotrópica) nem sempre é válida no imageamento por satélites, a brilhância registrada pelo satélite vai depender da relação entre os ângulos zenitais do sol (θ_z) e do satélite (γ_z) (figura 4.2). Por esse

motivo, caso se queira evitar os problemas associados à calibração dos satélites, os limites de normalização L_{\min} e L_{\max} precisam ser obtidos para cada ângulo zenital do sol (cada horário), em cada local (coordenada da imagem de satélite).

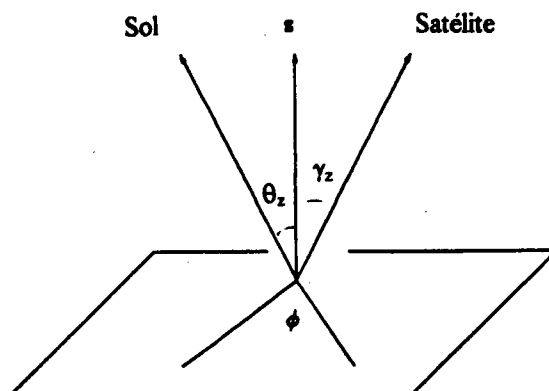


FIGURA 4.2 - Visualização dos ângulos zenitais do sol (θ_z) e do satélite (γ_z)

Este método já estabelecido e largamente utilizado em todo o mundo é sujeito a limitações. Por conta disso, é importante verificar a sua precisão e validade. Não é fácil testar o método diretamente, isto é, comparar o índice de cobertura de nuvens obtida por satélite com dados medidos no local sob teste. Isso advém tanto de problemas de amostragem, como pelas dificuldades intrínsecas à determinação dos índices de cobertura a partir do solo, que normalmente são obtidos de forma empírica e bastante subjetiva, como é feito em aeroportos e estações meteorológicas. Em função destas dificuldades, foi necessária uma técnica de verificação, a qual é descrita em detalhes a seguir.

4.2 - Técnica proposta para verificar a validade do método

Em função dos dados solarimétricos disponíveis, optou-se por utilizar as medidas de irradiância solar de escala horária, fornecidas pela estação solarimétrica da UFSC, e a partir delas e de cálculos de transmitância atmosférica efetuados pelo

código de transferência radiativa do modelo BRAZILSR, inferir a média horária da cobertura efetiva de nuvens sobre Florianópolis. Em outras palavras, o que é medido não é a cobertura efetiva de nuvens, mas uma estimativa da transmitância atmosférica, obtida com os dados de irradiância solar e cálculos de transferência radiativa. Esta quantidade deverá ser igual à cobertura efetiva de nuvens determinada pelo satélite. Observa-se porém, que não se verifica diretamente a cobertura efetiva de nuvens, mas sim, indiretamente, através dos cálculos de transferência radiativa do modelo BRAZILSR. Adicionalmente, os resultados também incorporam o teste da relação linear que o modelo BRAZILSR utiliza para estimar a transmitância atmosférica em função da cobertura efetiva de nuvens. Testa-se duas relações simultaneamente. Como os dados utilizados já haviam sido validados para Florianópolis, com bons resultados [Abreu et al., 1995], concluiu-se que os dados eram adequados para os testes, e que os resultados obtidos revelam a potencialidade e acurácia do método. Em análises posteriores observou-se que os resultados também eram coerentes com os obtidos em outros estudos similares, como os executados por Diekmann et al. (1988), Stulhmann et al. (1990), Ceballos e Moura (1992), Ceballos (1993), Cess et al. (1995).

Os valores obtidos para C_{ef} foram comparados com o que se chamou de transmitância atmosférica normalizada (τ_{nor}). Esta é definida de forma que quando C_{ef} for igual a 1, (situação de céu totalmente encoberto), τ_{nor} deverá valer zero, e coerentemente, quando C_{ef} for igual a zero, (situação de céu claro), τ_{nor} valerá 1. Dessa forma temos que:

$$\tau_{nor} = (1 - C_{ef}) \quad (4.2)$$

e a partir da equação utilizada pelo modelo BRAZILSR para estimar a irradiância solar

$$I_{med} = I_0 \left[(1 - C_{ef}) (\tau_{clear} - \tau_{cloud}) + \tau_{cloud} \right] \quad (4.3)$$

temos que τ_{nor} deve ser definido como segue,

$$\tau_{nor} = \frac{(I_{medida}/I_0) - \tau_{cloud}}{\tau_{clear} - \tau_{cloud}} \quad (4.4)$$

onde I_0 é a média da irradiância solar extraterrestre calculada por meio de relações astronômicas, τ_{clear} e τ_{cloud} são as estimativas da transmitância atmosférica média para as situações de céu claro e céu encoberto, num dado intervalo de tempo (em horas), segundo os cálculos do código de transferência radiativa do BRAZILSR, e I_{medida} é a irradiância média registrada pela estação solarimétrica no sítio de validação, para o mesmo intervalo de tempo. A quantidade (I_{medida}/I_0) pode ser interpretada como uma medida da transmitância atmosférica no período considerado, uma transmitância atmosférica experimental de fato, na referência da estação solarimétrica, ou seja,

$$\tau_{medida} = \frac{I_{medida}}{I_0} \quad (4.5)$$

e τ_{nor} passa a ser expresso por:

$$\tau_{nor} = \frac{\tau_{medida} - \tau_{cloud}}{\tau_{clear} - \tau_{cloud}} \quad (4.6)$$

Com tal definição, fica claro que comparar τ_{nor} com C_{ef} é executar uma verificação teórico-experimental da adequação dos índices de cobertura efetiva de nuvens obtidos com o satélite. A verificação é teórico-experimental porque os limites τ_{clear} e τ_{cloud} são obtidos através de cálculos do código de transferência radiativa. Estes limites também podem ser obtidos experimentalmente, isto é, apenas com o uso de medidas solarimétricas. Infelizmente, isto não foi possível no presente trabalho, devido à carência de dados solarimétricos adequados para tal procedimento.

4.3 - Resultados da verificação obtidos para Florianópolis

A verificação da adequação do método foi efetuada para o sítio de Florianópolis, utilizando os dados solarimétricos do LABSOLAR/EMC/UFSC e as imagens fornecidas pelo satélite METEOSAT-4. Na época, dispunha-se no LABSOLAR de quatro bons conjuntos de dados, correspondendo aos meses de Julho, Outubro, Novembro e Dezembro de 1994. Os dados consistiam nos índices de cobertura efetiva de nuvens (C_{ef}) obtidos pelo método descrito a partir de imagens do satélite METEOSAT-4, e dados da estação solarimétrica mantida pela mesma equipe. Estes dados já haviam sido utilizados para gerar e validar as primeiras estimativas de irradiância solar do modelo BRAZILSR no Brasil.

Os resultados são descritos e analisados no capítulo anterior, onde se observa que são adequados, dentro da precisão e acurácia esperada para o modelo estimador utilizado. Uma vez que não há grandes desvios sistemáticos (MBE) nos dados, infere-se que os quatro limites de normalização (τ_{clear} , τ_{cloud} , $L_{mínimo}$ e $L_{máximo}$) são bastante adequados para os quatro conjuntos e que a principal causa dos erros observados, deve residir nas incertezas da determinação de C_{ef} , como é sugerido no capítulo anterior, pela dependência dos erros com o índice de cobertura de nuvens.

Na figura 4.3 a transmitância atmosférica normalizada foi obtida através de cálculos astronômicos, medidas da estação solarimétrica e cálculos do código de transferência radiativa do BRAZILSR. O índice C_{ef} foi obtido a partir das imagens do METEOSAT, com o método descrito. A linha representa a relação ideal, o caso em que os dois índices assumem valores idênticos. Cada ponto representa a comparação de um valor horário.

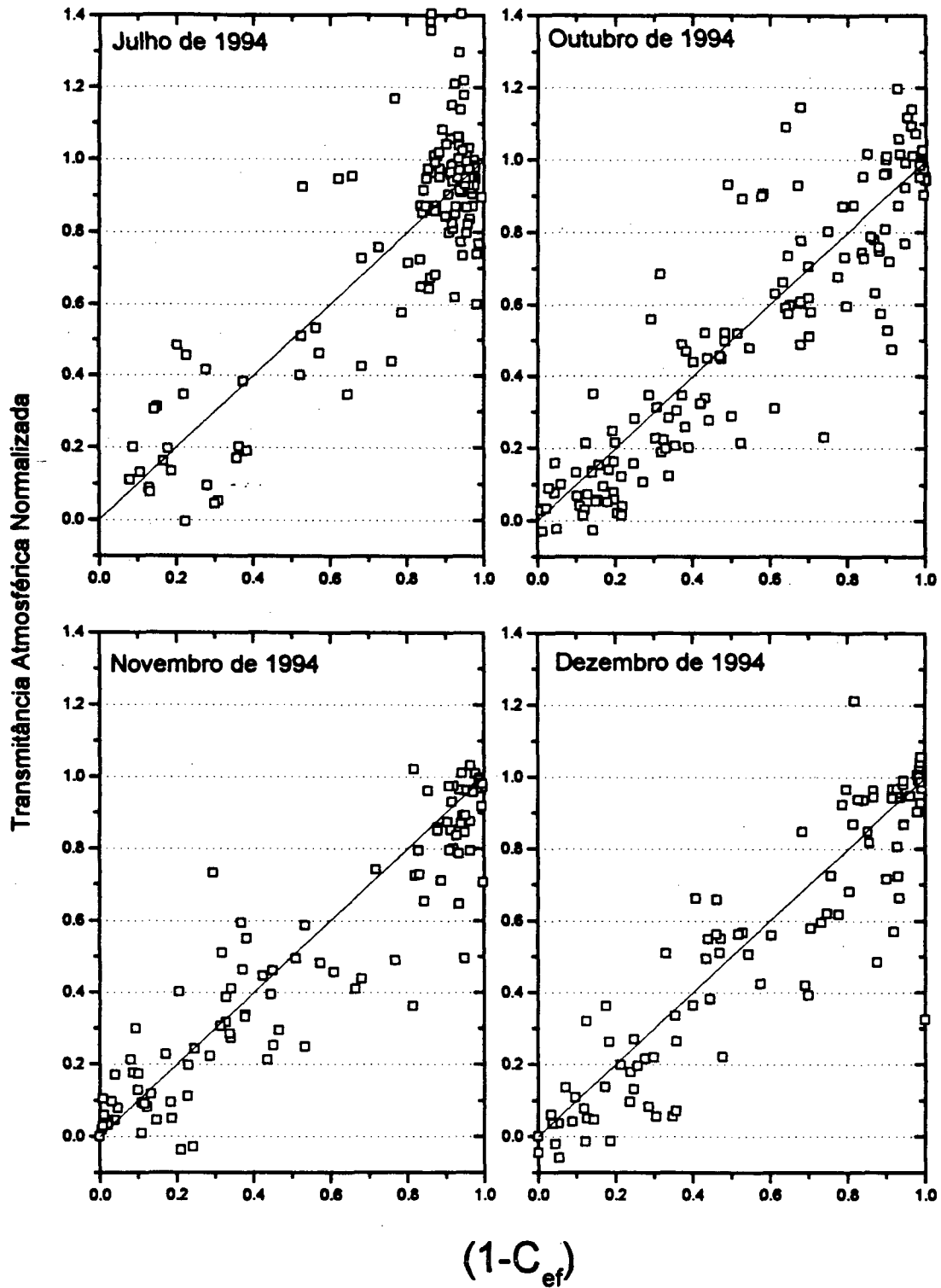


FIGURA 4.3 - Gráficos de $(\tau_{nor}) \times (1-C_{ef})$ para quatro conjuntos de dados

Para uma avaliação quantitativa da adequação do método, aplicaram-se várias técnicas estatísticas. As regressões lineares e os coeficiente de correlação fornecem uma boa avaliação. Uma medida final da adequação do ajuste linear é fornecida pelos cálculos de RMSE e MBE, que foram efetuados para o conjunto dos dados, assim como para os casos de céu claro, céu encoberto e céu parcialmente coberto, como forma de avaliar a eficácia do método para cada uma destas situações. Como critério-limite para separar as três situações, simplesmente arbitrou-se que a situação será classificada como céu claro quando $(1-C_{ef}) > 0,8$, será céu encoberto quando $(1-C_{ef}) < 0,3$, e será céu parcialmente coberto quando $0,8 \geq (1-C_{ef}) \geq 0,3$.

A Regressão linear é dada pela equação: $\tau_{nor} = \alpha (1 - C_{ef}) + \beta$, onde α é o coeficiente angular e β o coeficiente linear. Também estão disponíveis os desvios-padrão de cada coeficiente (*sd*), assim como os coeficientes de correlação *R*, e os seus respectivos desvios-padrão (*SD*). Estes resultados estão listados na tabela 4.1.

A observação dos resultados para os casos de céu encoberto revela que o método tem dificuldade em definir as propriedades ópticas das nuvens, e que o RMSE% geral para julho foi menor devido à predominância de dias claros neste mês, 113 observações em dias claros e apenas 36 em dias encobertos (Tabela 4.2).

TABELA 4.1 - Avaliação estatística dos testes efetuados sobre Florianópolis

Mês	α (coef. ang.)	sd	β (coef. lin.)	sd	R (coef. Corr.)	SD	Nº Imagens
Julho	1,01	0,05	0,01	0,04	0,85	0,16	150
Outubro	1,01	0,04	-0,03	0,03	0,90	0,16	139
Novembro	0,92	0,04	0,02	0,03	0,90	0,16	118
Dezembro	0,98	0,05	-0,03	0,03	0,91	0,15	93
Média	0,98	0,05	-0,01	0,04	0,89	0,16	

TABELA 4.2 - O RMSE% e o MBE para os quatro conjuntos de dados disponíveis para Florianópolis

Mês	Todas as Situações			Céu Claro		
	RMSE%	MBE	N. OBS.	RMSE%	MBE	N. OBS.
Julho	20,40	-0,01	149	16,10	-0,02	113
Outubro	29,40	0,02	139	16,10	0,02	41
Novembro	24,70	0,03	104	14,90	0,06	41
Dezembro	27,20	0,03	93	19,60	0,04	35
Média	25,43	0,02		16,68	0,03	

Mês	Parcialmente Coberto			Totalmente Coberto		
	RMSE%	MBE	N. OBS.	RMSE%	MBE	N. OBS.
Julho	41,50	0,05	20	81,50	-0,04	16
Outubro	35,70	0,01	58	72,00	0,03	40
Novembro	31,90	0,05	27	106,30	-0,01	32
Dezembro	30,40	0,04	32	68,80	0,04	26
Média	34,88	0,04		82,15	0,01	

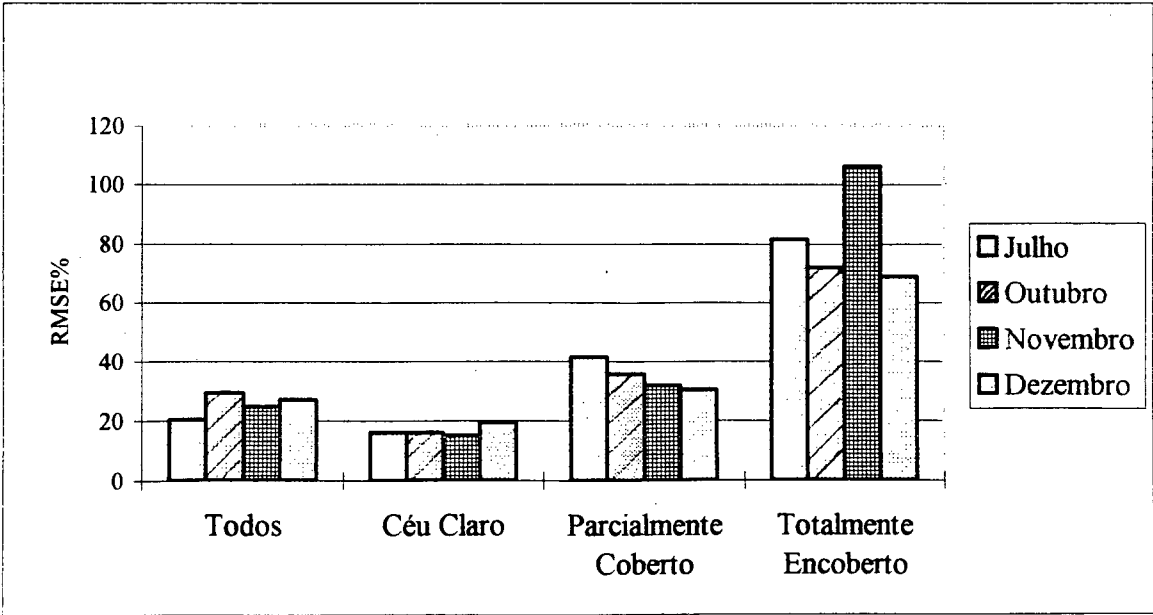


FIGURA 4.4 - Gráfico de barras do RMSE% para os dados da tabela 4.2

4.3.1 - *Discussão dos Resultados*

Os resultados obtidos nos testes estatísticos levam à conclusão de que as considerações básicas do modelo estimador BRAZILSR são satisfeitas pelo método VIS-Scaling utilizado para determinar C_{ef} por satélite. Ou seja, a relação linear é o melhor ajuste em primeira ordem, apesar da dispersão observada (erros aleatórios) ser grande, ficando entre 20% e 30% RMSE.

Outra conclusão relevante decorre da análise em separado do RMSE% e do MBE das situações de céu claro e encoberto. Para céu claro a dispersão (RMSE%) é consideravelmente menor que para a situação de céu parcialmente coberto (15% a 20% contra 30% a 40%), que por sua vez é menor que a dispersão encontrada para céu totalmente encoberto (de 70% a 100%). Concomitantemente, os valores majorados observados para o RMSE% não estão associados a acréscimos no valores de MBE, revelando que não estão associados a desvios sistemáticos. Estes fatos revelam a dificuldade do método em definir exatamente as propriedades ópticas das nuvens, assim como a importância destas para a precisão final do modelo.

Uma vez que essa dispersão é um fator que limita a precisão do modelo estimador, convém discutir com mais detalhes os fatores responsáveis por essas incertezas, a fim de se ter uma melhor compreensão sobre as limitações do método. Desta forma se saberá quais elementos precisam ser tratados com mais cuidado, por prejudicarem os resultados finais. Este objetivo será cumprido em duas etapas. No restante deste capítulo tratar-se-á dos desvios aleatórios, e no próximo capítulo dos desvios sistemáticos.

4.4 - *Fatores responsáveis pela dispersão*

Dentre os principais fatores que podem ser responsabilizados pela dispersão observada destacam-se o modelamento excessivamente simplificado das nuvens, os inúmeros processos da óptica atmosférica que não são observáveis pelo canal visível

dos satélites, falhas e incertezas do aparato instrumental, tanto no solo como no satélite e fatores de ordem estatística, como problemas de amostragem e representatividade. Muitos outros fatores podem ser apontados, mas normalmente se considera que estes são os mais importantes.

Os piranômetros possuem incertezas que não são desprezíveis e necessitam de calibrações periódicas. Normalmente se considera que um bom piranômetro bem calibrado apresentará uma precisão de 5%. Já os dados fornecidos pelos satélites apresentam dois erros básicos, erros devido à navegação das imagens e erros devido à falhas dos detetores, sensíveis a ruídos de ordem eletrônica. Dependendo da situação, a resolução radiométrica do detetor também pode trazer incertezas.

Todo o procedimento estimador e de validação é baseado em duas extrapolações, uma temporal e outra espacial. A extrapolação temporal ocorre porque as imagens do satélite são instantâneas, obtidas a períodos regulares e se deseja obter estimativas das médias de insolação/nebulosidade (cobertura de nuvens) para períodos de horas. A extrapolação espacial ocorre quando se efetua a validação dos resultados, já que os piranômetros observam apenas uma pequena parcela da área total, para a qual se determinou a insolação/nebulosidade (cobertura de nuvens) média. Disso advêm um problema de amostragem estatística, que será maximizado nas situações onde o setor em questão for inomogêneo ou modificar-se rapidamente dentro dos períodos de extrapolação. As incertezas serão maiores nas situações de nebulosidade parcial, rápida formação e movimentação de nuvens, poucas imagens de satélite por dia, implicando em maiores extrapolações temporais, e extensos setores de imageamento, implicando em maiores extrapolações espaciais. A isto tudo também se deve somar efeitos de óptica geométrica que não são observáveis pelo satélite, especialmente em altos ângulos zenitais, como os efeitos associados a nuvens cumuliformes com grande desenvolvimento vertical, mais propensas a apresentar forte reflexão lateral, ou sombreamento entre si, resultando em discrepâncias na cobertura efetiva para o sol e o satélite, devido às referências de observação diferentes.

Esses detalhes já foram mencionados em inúmeros trabalhos [Ceballos e Moura, 1992; Cess et al., 1995; Diekmann et al., 1989; Moraes, 1986; Möser e Raschke, 1983;

Schmetz, 1984], só para citar alguns. Existem várias técnicas propostas para se minimizar essas deficiências, para efeito de validação. Möser e Raschke (1983) optaram por comparar as médias obtidas dos piranômetros com os valores médios obtidos com o satélite, somente após ponderar estes últimos em função da distância entre cada setor da imagem e o setor onde se localizava o piranômetro de validação, como se vê na figura 4.5, extraída da referência citada. No caso representado nessa figura, uma imagem de satélite com (5 x 6) células, (cada uma constituído por (6 x 8) pixels), foi utilizada para validação através de uma estação solarimétrica situada próxima à célula (3,3). Para efeito de comparação, atribuiu-se maior peso às células mais próximas da estação, onde o círculo de raio R_{max} demarca o limite dentro do qual as células foram utilizadas para calcular a média ponderada.

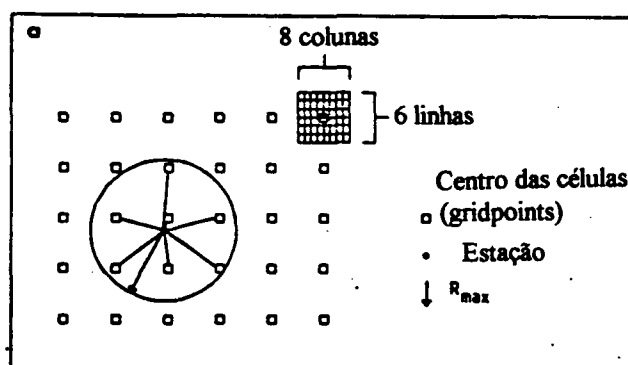


FIGURA 4.5 - Ponderação dos subsetores de uma imagem de satélite a fim de comparar com os dados da estação solarimétrica

Já os autores de Cess et al. (1995), que dispunham de vários piranômetros distribuídos pelo setor de validação, optaram por comparar o valor médio obtido de onze piranômetros da rede com os valores fornecidos pelo satélite para o setor. Verificações foram executadas para garantir que os resultados possuissem representatividade estatística. Na figura 4.6 tem-se as coordenadas das estações solarimétricas utilizadas no trabalho, pertencentes à rede solarimétrica de Wisconsin-USA, assim como a extensão do setor de validação.

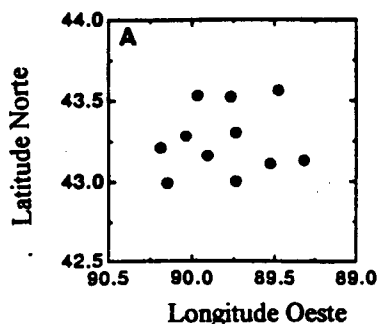


FIGURA 4.6 - Localização dos piranômetros da rede solarimétrica de Wisconsin

Os testes revelaram que as nuvens são o fator que mais prejudicam a precisão do método, que não consegue caracterizar exatamente as suas propriedades ópticas, pois utiliza apenas o canal visível (VIS) do satélite. Qualquer discussão sobre este tópico fica incompleta, se este ponto não for tratado com mais detalhes.

O modelamento excessivamente simplificado das propriedades físicas das nuvens já foi apontado como um fator de erro por diversos autores. O fato é que as propriedades radiativas das nuvens dependem não só da espessura óptica no visível, mas também do sua forma, altitude, tipo e composição. Sabe-se que as nuvens baixas, compostas principalmente por gotículas de água, atenuam a radiação solar mais fortemente do que as nuvens altas, compostas essencialmente por cristais de gelo. Isso porque as propriedades ópticas (espalhamento e absorção) dos cristais de gelo diferem consideravelmente das propriedades ópticas das gotículas de água [Cess et al., 1995; Derr, 1980; Schmetz, 1984].

4.4.1 - Classificação das Nuvens

O trabalho de Desbois (1982) nos dá uma idéia da dispersão das propriedades ópticas de nuvens que possuem a mesma brilhância para o canal visível do METEOSAT. Neste trabalho, Desbois desenvolveu um método para classificar as nuvens por tipo, utilizando a contagem dos três canais do METEOSAT, visível, infravermelho e vapor d'água. A classificação é feita pela aplicação de um método estatístico sobre os histogramas das imagens. Na figura 4.7 tem-se o histograma bi-dimensional do canal IR contra o Visível, onde as curvas de nível representam a frequência de ocorrência de um pixel com aquelas características na imagem. As propriedades ópticas das nuvens são relacionadas às leituras por satélite, tanto no canal visível como no IR, embora essa relação não seja unívoca ou simples, observamos que para uma mesma brilhância no visível há uma larga faixa no IR, e vice-versa. Na figura, as maiores contagens do canal visível correspondem às situações de céu totalmente encoberto e as menores contagens, às situações de céu claro. Percebe-se que os pontos tendem a seguir uma curva de saturação, mas há uma forte variabilidade em torno desse comportamento. Na figura 4.8 tem-se a classificação efetuada sobre o histograma anterior. Aqui são mais evidentes as características já discutidas quanto à não definição dos tipos de nuvens unicamente com o canal visível e quanto à saturação da óptica atmosférica quando o céu é totalmente coberto. Na figura, percebe-se claramente que o canal visível é insuficiente para caracterizar completamente as propriedades ópticas das nuvens, e que cada tipo apresenta uma boa dispersão em torno de seus valores médios.

De forma mais detalhada, a classe 1 (maiores contagens no VIS e IR) correspondem a nuvens convectivas grandes e compactas, as classes 2 e 4 correspondem aos limites das massas convectivas e a nuvens baixas. A classe 3 são nuvens altas semi-transparentes (Cirrus) e a classe 5 corresponde ao solo, o albedo de superfície.

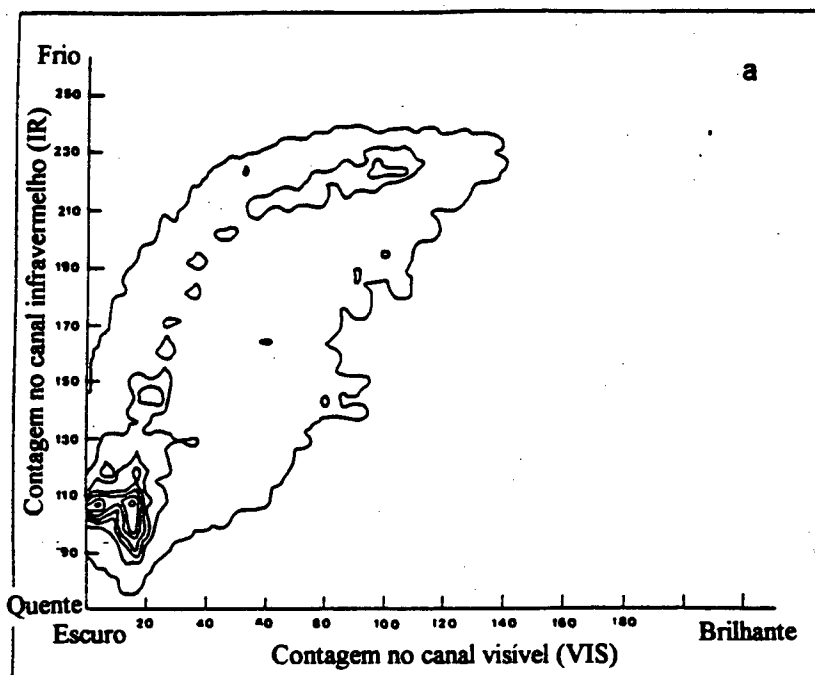


FIGURA 4.7 - *Histograma bi-dimensional para as observações de dois canais do satélite METEOSAT*

Aqui nós observamos a dificuldade envolvida na caracterização dos tipos. Os mapas de máxima e mínima brilhância tendem a reter as classes 1 e 5, correspondentes às nuvens mais brilhantes e ao albedo de superfície. Fica evidente porque a relação linear vai apresentar uma forte dispersão. O canal visível, por exemplo, não discrimina nuvens baixas (classe 4) dos limites de massas convectivas (classe 2). Como estas são mais frias que aquelas, devem conter mais gelo e, conseqüentemente, apresentar propriedades ópticas bem diferentes. O canal visível também tem dificuldade em identificar as nuvens tipo cirrus. Outro ponto digno de nota é a variabilidade que cada tipo apresenta dentro do canal. As nuvens mais espessas, por exemplo, apresentam uma contagem que varia neste caso de 80 a 120, um terço da variação total observada. Fatores como estes podem exercer um papel importante na precisão das estimativas, pois os limites de brilhância máxima e mínima já são um pouco imprecisos.

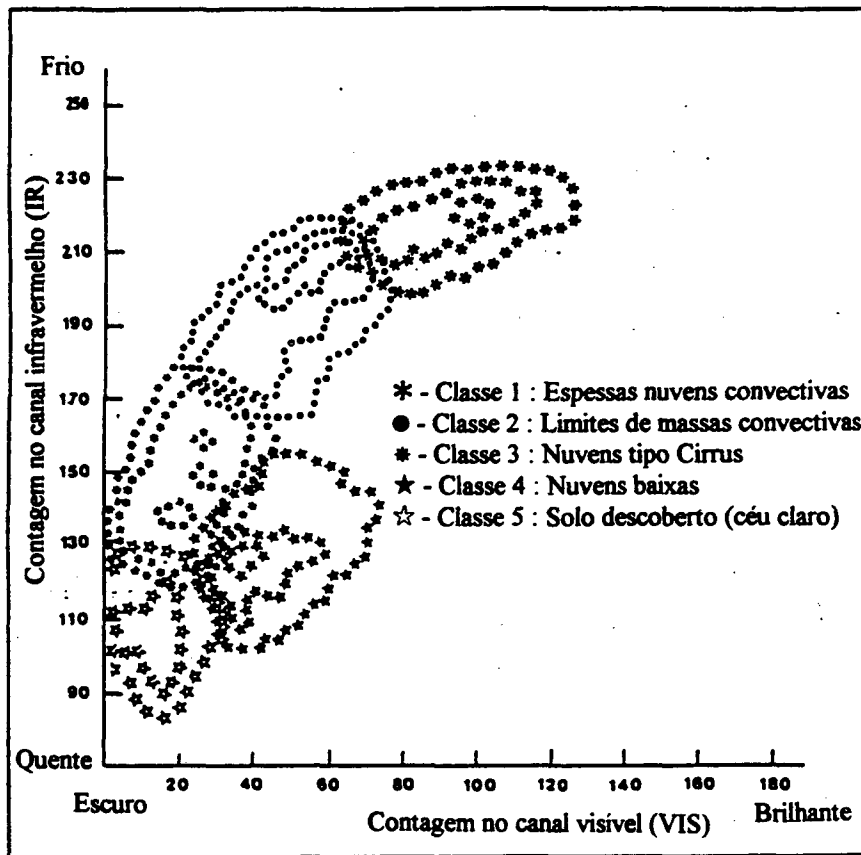


FIGURA 4.8 - Classificação da imagem da figura 4.7 pelo método de Desbois (1982)

CAPÍTULO 5

LIMITES DE NORMALIZAÇÃO

Sabemos que o modelo BRAZILSR obtêm a irradiância solar através da equação linear

$$I = I_0 \tau_{atm} \quad (5.1)$$

onde a transmitância atmosférica (τ_{atm}) é dada pela equação linear,

$$\tau_{atm} = (1 - C_{ef})(\tau_{clear} - \tau_{cloud}) + \tau_{cloud} \quad (5.2)$$

que também pode ser escrita como,

$$\tau_{atm} = (C_{ef})(\tau_{cloud} - \tau_{clear}) + \tau_{clear} \quad (5.3)$$

Uma vez que C_{ef} é definido por

$$C_{ef} = \frac{(L - L_{\text{mínimo}})}{(L_{\text{máximo}} - L_{\text{mínimo}})} \quad (5.4)$$

tem-se, em decorrência das equações anteriores a relação linear,

$$\tau_{atm} = \left[\frac{(\tau_{cloud} - \tau_{clear})}{(L_{\text{máximo}} - L_{\text{mínimo}})} \right] L - \left[\frac{(\tau_{cloud} - \tau_{clear})}{(L_{\text{máximo}} - L_{\text{mínimo}})} L_{\text{mínimo}} + \tau_{clear} \right] \quad (5.5)$$

onde o primeiro termo entre colchetes corresponde ao coeficiente angular, e o segundo termo ao coeficiente linear.

O valor de τ_{atm} , informação essencial para as estimativas de irradiância solar,

depende apenas da leitura do satélite (L), segundo a equação linear, cujos coeficientes são definidos pelos limites de normalização τ_{clear} , τ_{cloud} , L_{minimo} e L_{maximo} , o que revela a importância destes parâmetros, pois incorreções nestes acarretam em desvios nos coeficientes da relação linear $\tau_{atm}(L)$, resultando em desvios sistemáticos nos resultados finais. Como os desvios aleatórios podem ser minimizados através de médias mensais mas os sistemáticos não, estes últimos são os que mais degradam a acurácia do modelo estimador. Infelizmente, as técnicas utilizadas para se obter os quatro limites de normalização são sujeitas a diversas falhas e questionamentos, de forma que convém discorrer sobre os efeitos e causas dos problemas que prejudicam a adequação destes limites.

5.1 - Influência dos desvios sobre τ_{atm}

Para avaliar a magnitude dos desvios que as incorreções nos limites de normalização trazem para as estimativas da transmitância atmosférica (τ_{atm}), adotou-se o procedimento de estipular valores ideais para os quatro limites, a seguir introduzir variações de 30% em cada um, e avaliar separadamente os efeitos resultantes. Os valores ideais adotados para τ_{clear} e τ_{cloud} foram 0,7 e 0,05, e os valores para L_{maximo} e L_{minimo} foram 100 e 20. Estes valores são próximos dos tipicamente observados nos testes efetuados para julho de 1994, em Florianópolis, ao meio-dia, e foram escolhidos para facilitar as análises.

Na figura 5.1 são ilustrados os desvios causados pelas variações introduzidas em cada um dos parâmetros. Os resultados revelam que uma variação de 30% em τ_{clear} causa um desvio máximo de 0,21 em τ_{atm} , na situação de céu claro. Este desvio tende a zero na situação de céu encoberto. Reciprocamente, a variação de 30% em τ_{cloud} resulta em desvios máximos de 0,015 em τ_{atm} , na situação de céu encoberto. Ou seja, os desvios em τ_{clear} são muito mais importantes para os resultados finais que os desvios em τ_{cloud} , e afetam principalmente as situações de céu claro, enquanto que τ_{cloud} as de céu encoberto.

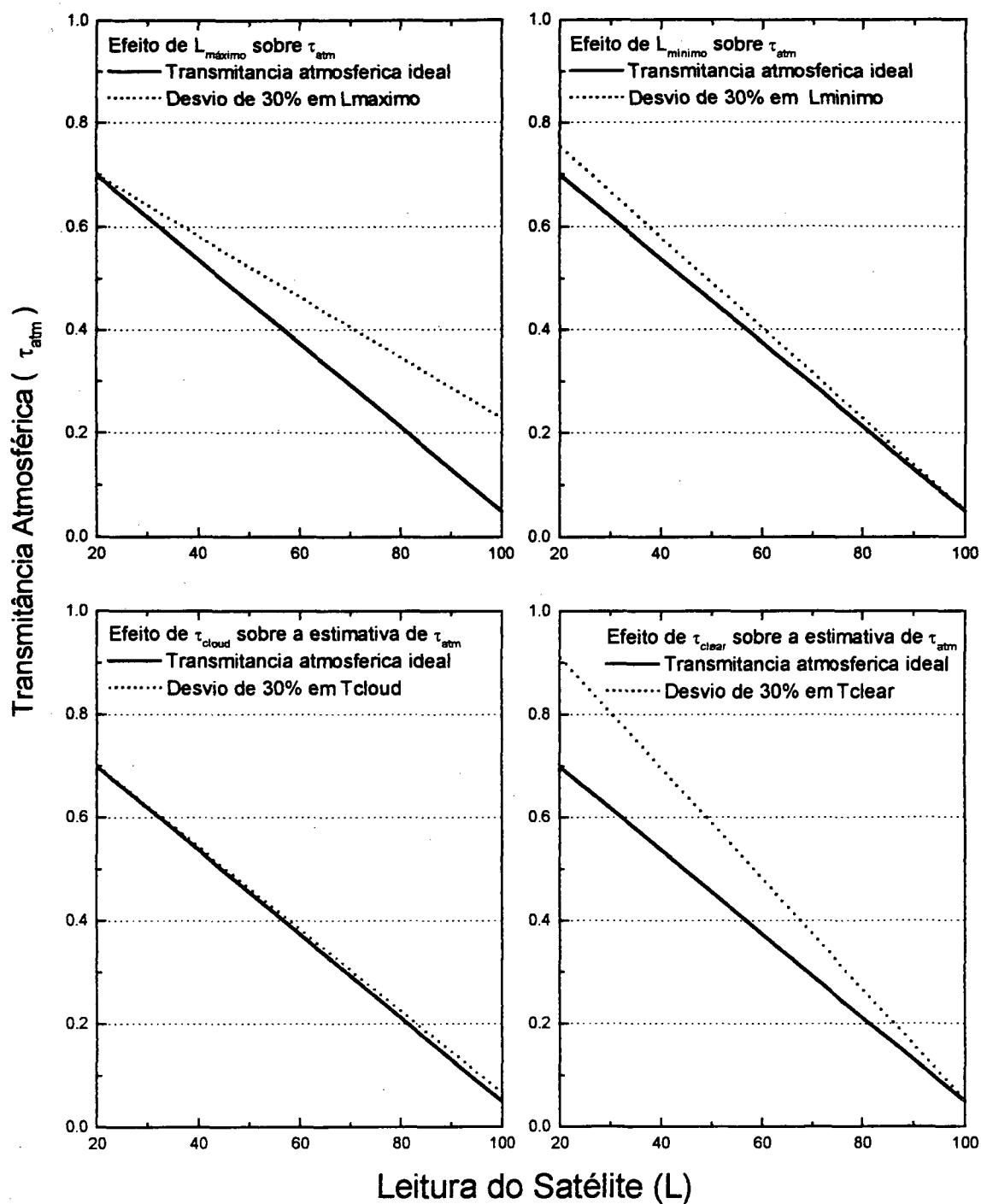


Figura 5.1 - Gráficos da Transmitância Atmosférica "ideal" em função da leitura fornecida pelo satélite (L) e os desvios causados pelo mal-dimensionamento dos quatro limites de normalização ($L_{mínimo}$, $L_{máximo}$, τ_{clear} e τ_{cloud})

De forma semelhante, a variação de 30% em $L_{\text{mínimo}}$ resulta num desvio máximo de 0,05 em τ_{atm} na situação de céu claro, enquanto que a variação em $L_{\text{máximo}}$ resulta em desvios de 0,18 para céu encoberto. Aqui se conclui que os desvios em $L_{\text{máximo}}$ são os mais importantes, pois apesar de atuar nos casos de céu encoberto, terminam por afetar mais decisivamente os resultados finais, como se observa na figura 5.1.

5.2 - Fatores que afetam $L_{\text{máximo}}$ e $L_{\text{mínimo}}$

Os limites $L_{\text{max}}, L_{\text{min}}$ são obtidos pela sobreposição da série mensal de imagens de satélite. Isto é, para cada pixel das imagens se comparam os valores de L , retendo-se o menor como $L_{\text{mínimo}}$ e o maior como $L_{\text{máximo}}$. Esta não é a única forma de se obter tais limites e para tanto existem tratamentos estatísticos mais sofisticados [Cano et al., 1986; Ceballos, 1993; Diekmann et al., 1988]. Todos estes métodos possuem suas limitações, mas aqui serão discutidos apenas os problemas que afetam os limites obtidos pelo método utilizado no modelo BRAZILSR implantado no Brasil.

Um dos fatores que podem degradar os limites está relacionado com a precisão e resolução dos radiômetros a bordo dos satélites. Estes estão sujeitos a ruídos de ordem eletrônica, que podem criar valores espúrios, as chamadas falhas radiométricas, muito diferentes dos valores esperados. Se estes valores espúrios forem muito altos ou muito baixos, certamente serão selecionados como limite, máximo ou mínimo. A resolução radiométrica também é um fator importante, que será mais crítico nas situações em que as imagens apresentarem baixa brilhância, pois nestes casos a relação sinal-ruído será menor.

Valores inadequados para os limites também podem surgir por outras razões: Um núcleo de nuvens convectivas com alto desenvolvimento vertical é excessivamente brilhante, para as considerações iniciais do modelo estimador, falhas na navegação das imagens podem misturar a brilhância de rios e oceanos com a brilhância de terras; para altos ângulos zenitais do sol, os efeitos de sombreamento podem ser perceptíveis pelo satélite, afetando os limites de mínimo; quando uma região possui nebulosidade

persistente por longos períodos, pode acontecer de os limites de mínimo possuírem nuvens residuais; de forma semelhante, a carência de nuvens pode resultar em brilhância insuficiente nos limites de máximo.

Estes problemas podem ser críticos para regiões particulares, em certas épocas do ano. Por exemplo, durante o inverno costuma persistir a situação de céu claro no cerrado Brasileiro, por períodos de até 60 dias. Outras regiões no Norte e Nordeste são conhecidas pela nebulosidade persistente, em certas épocas do ano.

5.3 - Fatores que degradam o limite τ_{clear}

Observa-se na figura 5.1, que o limite τ_{cloud} , a transmitância atmosférica para céu encoberto, quase não influencia os resultados finais, enquanto que τ_{clear} , a transmitância atmosférica para céu claro, é o limite que mais afeta a exatidão desses resultados. Essa disparidade é tão grande que analisar-se-á apenas os fatores que perturbam τ_{clear} , sem maiores preocupações no que se refere a τ_{cloud} .

O código de transferência radiativa do BRAZILSR simula a atmosfera para calcular (estimar) os valores de τ_{clear} e τ_{cloud} . Para tanto, ele precisa ser alimentado com informações sobre a composição atmosférica do local sob estudo, e conhecer com exatidão essa composição é a maior dificuldade do processo, e maior fonte de incertezas para os resultados finais.

Longe de ser constante e homogênea, a composição atmosférica varia consideravelmente em questão de dias, e depende fortemente de fatores climáticos e orográficos. A concentração de importantes elementos opticamente ativos, como ozônio e outros gases, pode ser estimada com razoável grau de acurácia em escala global, a partir de estudos disponíveis em literatura. Porém, outros elementos atmosféricos opticamente importantes, como o vapor d'água e os aerossóis, não podem ser trabalhados de forma tão simplificada.

5.3.1 - Vapor d'água precipitável

Uma boa medida da importância do vapor d'água precipitável na atmosfera (W_{H_2O}) está disponível nas análises da equipe do DWD (Serviço de Meteorologia Alemão), que trabalharam com o modelo estimador IGMK [Diekmann et al., 1986]. Os autores observaram que a transmitância atmosférica de céu claro apresentava uma variação sazonal bem marcante, com dois mínimos por ano. No inverno, como é de se esperar, por razões astronômicas, e no verão, devido à absorção do vapor d'água, cuja concentração é maior no verão. Os resultados mostraram que a transmitância atmosférica de céu claro do verão é semelhante à do inverno, ou seja, neste caso, o conteúdo de vapor d'água é tão importante quanto o zênite solar. O conteúdo de vapor d'água precipitável na atmosfera (W_{H_2O}) varia com a época do ano (estação seca e chuvosa), varia ao longo do dia (e da noite), depende do relevo, da temperatura e da vegetação local. Alguns países publicam os mapas de água precipitável, informações obtidas com a bem-equipada rede de estações meteorológicas que possuem ou estimados com técnicas baseadas em satélite. Outros países que não possuem uma infra-estrutura equivalente, se limitam a fornecer médias climatológicas de umidade relativa do ar, temperatura, precipitação, e outras quantidades mensuráveis por estações meteorológicas mais simples. Para estas situações, existem na literatura equações que relacionam a média mensal de W_{H_2O} com as médias climatológicas de temperatura e umidade relativa do ar, considerando também a pressão parcial do vapor d'água no local. Um trabalho clássico na área [Iqbal, 1983] descreve algumas destas relações, e recomenda as desenvolvidas por Leckner (1978), que por sinal, são utilizadas em boa parte dos modelos estimadores de insolação já desenvolvidos. Como estas formulações são semi-empíricas ou estatísticas e normalmente são derivadas com base em dados geograficamente restritos, não possuem validade geral. Além disso apresentam diversos problemas, pois as próprias médias climatológicas são imprecisas, trazendo embutidas incertezas de monta. Tanto as relacionadas aos métodos utilizados para a coleta de dados, como as relacionadas à densidade e representatividade das estações meteorológicas, ou à validade dos valores interpolados para as regiões onde não há estações. De forma mais específica, temos que, as estações meteorológicas do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) são

escassas no Brasil, especialmente nas regiões mais inacessíveis, e tendem a se concentrar nas proximidades dos rios, o que degrada a representatividade dos dados. Apesar de todos estes questionamentos, esses recursos são os melhores disponíveis, na falta de informações diretas.

Outro ponto que merece ser comentado se refere à sensibilidade de W_{H_2O} com a altitude. A distribuição do vapor d'água com a altitude é bastante desigual, e os dois primeiros quilômetros da atmosfera contêm 50% do total de água precipitável, sendo que a partir de 10 km praticamente não há mais vapor d'água. Uma vez que o vapor d'água é um importante atenuador da irradiância solar, é de se esperar uma dependência desta com a altitude. (A espessura óptica dos aerossóis também é relacionada com a altitude).

5.3.2 - Aerossóis

A espessura óptica dos aerossóis é o parâmetro mais difícil de se caracterizar para extensas regiões. Os aerossóis provêm de fontes localizadas e permanecem na troposfera por poucos dias. Com isso eles apresentam uma distribuição espacial e temporal altamente variável. Este é o principal motivo pelo qual os esforços para caracterizar a sua distribuição em escala global têm sido frustrados. Além disso, as suas propriedades ópticas dependem fortemente do tipo (rural, urbano ou marinho), e medi-las é intrinsecamente difícil, o que resulta em maiores incertezas.

No capítulo 3 se descreveu como o modelo estimador BRAZILSR dimensiona a espessura óptica dos aerossóis a partir da visibilidade atmosférica horizontal, e como esse parâmetro foi estimado em escala global, modelando também a sua dependência com a altitude. Este é um procedimento bastante questionável, no que se refere à precisão e mesmo quanto à validade dos resultados. O mapa de visibilidade global utilizado é outra peça vulnerável a críticas. Porém, dadas as dificuldades expostas acima, um tratamento mais acurado poderia produzir resultados igualmente incertos.

É fácil deduzir que a avaliação inadequada da carga de aerossóis na atmosfera introduzirá diferenças indesejáveis na estimativa de τ_{clear} , a transmitância atmosférica

para céu claro. Os efeitos negativos que isso pode trazer para os resultados finais podem ser qualitativamente avaliados pela figura 5.1. Uma avaliação quantitativa vai ser feita no próximo capítulo, onde se discutirá a magnitude das variações que podem ocorrer em τ_{clear} , devido a incertezas na visibilidade.

5.3.3 - Sintonização (ajuste) de τ_{clear}

Mesmo os modelos estimadores mais precisos e sofisticados podem produzir estimativas ruins se forem alimentados com dados de má qualidade. Assim, para contornar as causas associadas às incertezas das informações atmosféricas, recorre-se ao recurso de ajustar (sintonizar) os valores de τ_{clear} , com base em informações solarimétricas de superfície.

O ajuste consiste em modificar os valores iniciais de vapor d'água precipitável e/ou visibilidade, de forma que as estimativas de irradiância solar sob céu claro se aproximem dos valores medidos, para as mesmas condições. Correções semelhantes costumam ser aplicadas a quase todos os modelos estimadores, seja implícita ou explicitamente [Zelenka et al., 1992]. O Serviço de Meteorologia Alemão (DWD) ajusta mensalmente os valores de visibilidade que alimentam o modelo estimador Möser-Raschke, utilizando 27 estações solarimétricas [Diekmann et al., 1988]. Os autores dos modelos IGMK procederam de forma semelhante, ajustando tanto a visibilidade como o conteúdo de vapor d'água, quando construíram o mapa solarimétrico da África [Stuhlmann et al., 1990]. Na Suíça foi necessária a aplicação de uma correção que considerasse o fator altitude no modelo Möser-Raschke [Zelenka et al., 1992], problema que não existia no caso anterior, pois abaixo dos 1000 metros a variação regional da visibilidade é maior que a sua dependência com a altitude [Diekmann et al., 1988]. Como conclusão, fica a certeza de que é necessário avaliar τ_{clear} em cada região, para que as estimativas finais não fiquem prejudicadas.

CAPÍTULO 6

OS ARQUIVOS CLIMATOLÓGICOS DE ENTRADA

No próximo capítulo se discutirá como os parâmetros de entrada são importantes para os resultados finais do modelo estimador. Também será descrito o modo pelo qual estas informações são obtidas a partir de dados climatológicos, como a temperatura média mensal e a média mensal da umidade relativa do ar e de outras informações locais, como a visibilidade atmosférica horizontal, a média mensal do albedo de superfície e a altitude do local. Infelizmente, muitas das informações necessárias não estavam disponíveis, pelo menos numa forma utilizável pelo modelo, ou simplesmente não existiam. Por conseguinte, foi preciso utilizar as informações existentes para compilar os dados necessários, ou estimá-las da melhor maneira possível. A seguir, todas as soluções adotadas serão descritas e alguns dos arquivos compilados apresentados.

6.1 - *Altitude do território*

É fato conhecido que a transmitância atmosférica possui uma dependência com a altitude que o modelo estimador leva em conta. Apesar de ser uma informação conhecida, constando em qualquer compêndio escolar, ela não estava disponível na forma e resolução necessária, pois os compêndios escolares se mostraram superficiais demais e as cartas cartográficas detalhadas ao extremo. Foi preciso encontrar as informações adequadas e compilá-las na forma desejada.

A solução encontrada foi utilizar a Listagem de Cidades e Vilas do Brasil, compilada pelo IBGE com informações do censo de 1992. [IBGE, 1995]. Os dados utilizados da listagem foram as coordenadas geográficas e altitude das quase 5000 localidades de todo o país. Esta base de dados foi utilizada para criar uma grade de altitudes de todo o território, com escala de 0,5 grau de latitude e longitude. Esta grade (grid) foi gerada por interpolação Kriging, forçando as altitudes de oceano ao valor zero.

O método Kriging de interpolação bi-dimensional é o mais utilizado para estes casos, sendo constantemente citado em trabalhos do gênero [Cano et al., 1986; Zelenka et al., 1992]. Ele consiste em ajustar os polinômios de interpolação pelo método dos mínimos quadrados, para cada conjunto formado pelo total de pontos menos um, e atribuir pesos diferentes a cada ponto, de forma que os erros entre as superfícies ajustadas e os referidos pontos sejam mínimos.

A análise do mapa de altitudes resultante (figura 6.1) revela que os principais acidentes geográficos do país estão bem representados, apesar de existirem falhas no detalhamento. Como se utilizou as altitudes das cidades, é natural que as regiões densamente povoadas, com grande número de cidades, sejam melhor definidas que as regiões desabitadas. Pelos mesmos motivos, o mapa não contém os picos e as serras mais altas, e tenderá a exagerar as áreas baixas, próximas aos rios, especialmente na região Amazônica. Apesar dessas falhas, ele é adequado para as necessidades imediatas do presente trabalho. Nas regiões densamente povoadas ele é mais preciso que o necessário e se presta muito bem a futuros refinamentos, pela simples inclusão de novas cotas com suas coordenadas geográficas.

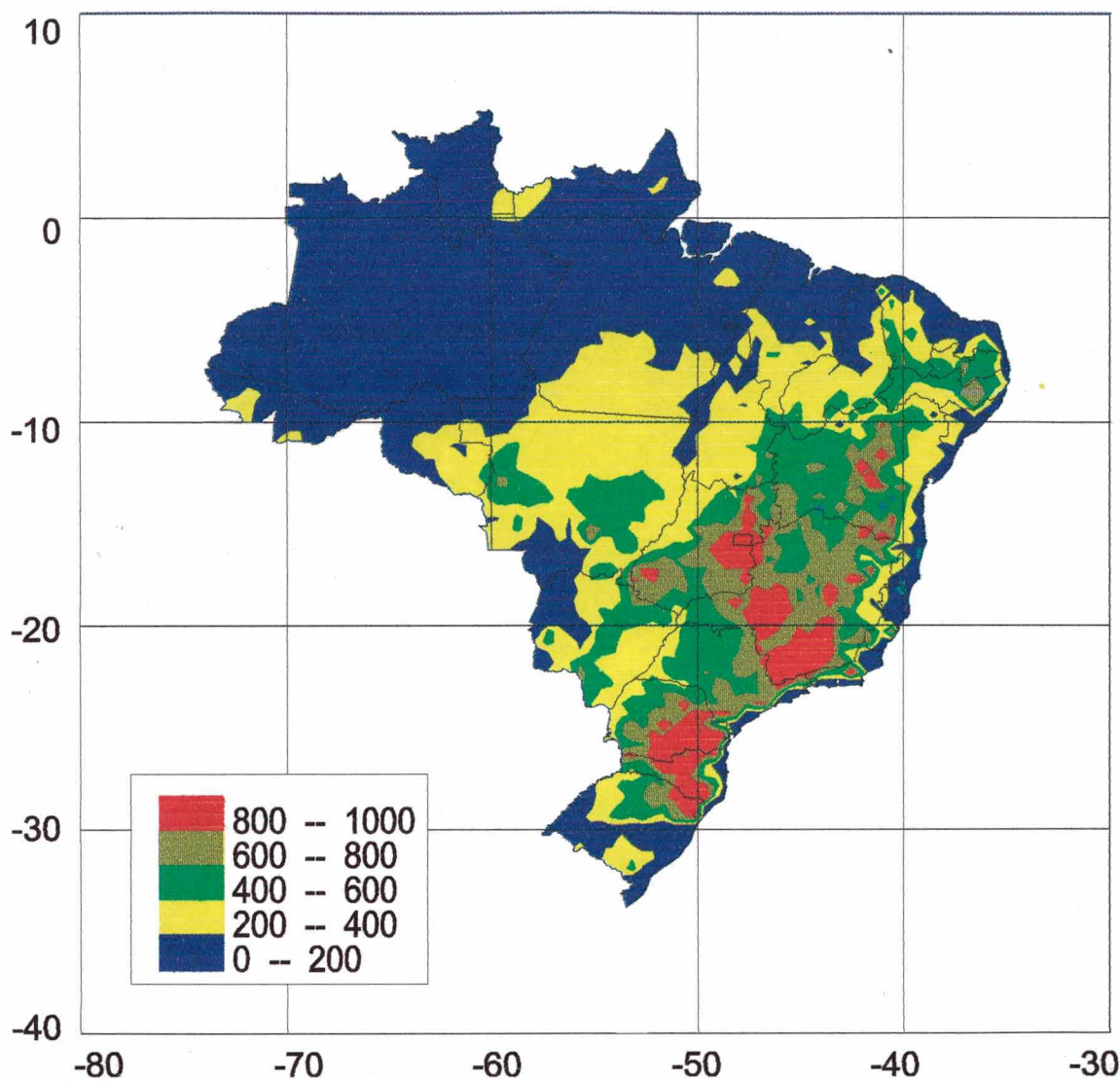


FIGURA 6.1 - O Mapa de Altitudes do País, em escala geográfica de 0,5 grau

6.2 - Albedo do país

O albedo da superfície, isto é, a sua reflectância à radiação solar visível (equação 6.1), é um parâmetro importante para os processos de múltipla reflexão da radiação solar que ocorrem entre a terra e a atmosfera, o que afeta indiretamente a

transmitância atmosférica total. No capítulo anterior se analisou a importância que a variação deste parâmetro pode representar nos resultados. Os resultados mostram que a sua influência é pequena, não sendo necessário determiná-lo com grande precisão. Contudo ele precisa ser considerado, especialmente na definição dos dois casos extremos, o albedo de terra e o albedo de mar. Se tal não for considerado, desvios sistemáticos de até 0,01 poderão surgir nas estimativas da transmitância atmosférica (cujos valores estão entre 0 e 1).

$$Albedo = \frac{I_{refletida}}{I_{Incidente}} \quad (6.1)$$

Para avaliar o albedo em todo o território nacional utilizaram-se os dados que a NASA (Agência Espacial Norte-Americana) obteve com os satélites do programa ERBE (Earth Radiation Budget Experiment). No conjunto, o albedo para a América do Sul obtido através de dois métodos, o método de Staylor e o método de Pinker, é disponível para o período que vai de março de 1986 a dezembro de 1989, em células de 2,5 graus de longitude e latitude. Observou-se que o método de Staylor discriminava melhor a diferença entre o albedo de terra e o albedo de mar, e que os dados do método de Pinker apresentavam uma indesejável dependência com a longitude. Decidiu-se portanto utilizar os dados fornecidos pelo método de Staylor.

A formatação final dos dados na escala de 0,5 grau necessária para o modelo, foi efetuada subdividindo-se as células de 2,5 graus e ajustando-se as coordenadas através de interpolação Kriging. Antes tomou-se o cuidado de ajustar o albedo da faixa litorânea, de forma que este assumisse valores de albedo de terra. Para tanto criou-se uma máscara com as coordenadas do litoral Brasileiro e arbitrou-se para o litoral o albedo da célula de terra mais próxima, isto é, uma célula cujos dados não contivessem um albedo proveniente da mistura de albedo de terra e albedo de mar, como é o caso das células do litoral. Os resultados finais foram organizados em doze arquivos com o valor médio mensal, em escala de 0,5 grau. Na figura 6,2 estão ilustrados os dados

obtidos para janeiro e julho. De forma geral os limites de variação observados (de 10% a 25%) concordam com os valores médios utilizados por [Ramanathan, 1987], obtidos de forma similar, para as três Américas. Além disso, os dados se ajustam bem com o litoral e as variações observadas dentro do território não inspiram maiores cuidados, pois exercem pouca influência sobre os resultados finais do modelo (inferior a 0,005 em τ_{clear}). Graças a isso não foi necessário corrigir as pequenas falhas visíveis no mapa, embora tal possa ser feito com facilidade. Outra característica indesejável apenas por atrair a atenção, são as formas retangulares obtidas nas isolinhas. Estas podem ser diminuídas simplesmente modificando-se os parâmetros da interpolação Kriging. Conclui-se que os arquivos mensais compilados são adequados para os objetivos exigidos, enquanto que as pequenas discrepâncias observadas não inspiram maiores cuidados e podem ser facilmente corrigidas, uma vez que este parâmetro não afeta a transmitância atmosférica de forma substancial.

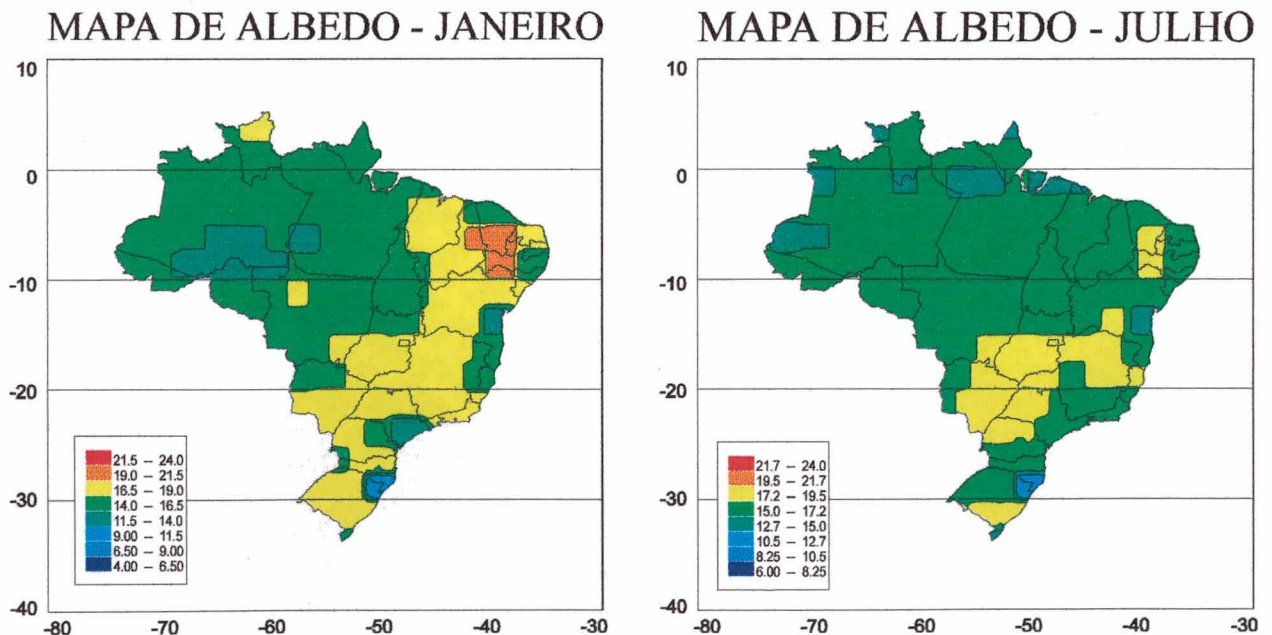


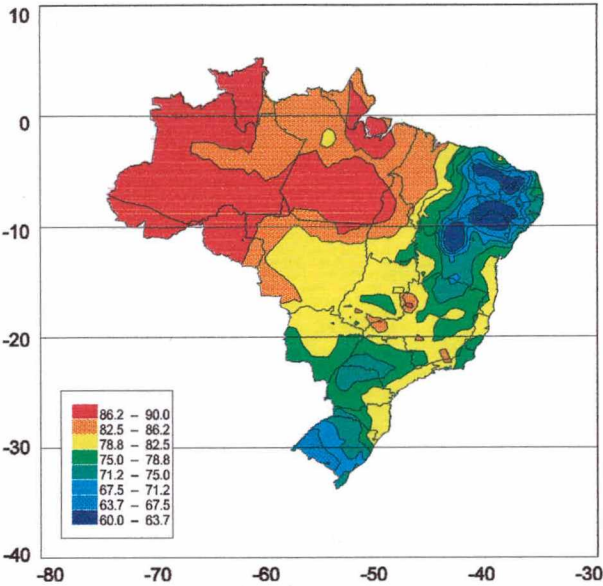
FIGURA 6.2 - O albedo do Brasil em janeiro e julho

6.3 - Médias mensais de umidade relativa e temperatura

As médias mensais de temperatura e de umidade relativa do ar são utilizadas para estimar o conteúdo médio mensal de vapor d'água precipitável existente na atmosfera, segundo o procedimento descrito no próximo capítulo. Esta é uma informação que pode ser responsável por uma variação de até 0,03 na transmitância atmosférica, uma fração nada desprezível, como se observou nas análises precedentes. Estas duas médias foram obtidas pelo INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) através das estações meteorológicas mantidas pelo órgão, seguindo os critérios de cálculo recomendados pela Organização Meteorológica Mundial (OMN). Os dados estão disponíveis nas Normais Climatológicas (1961/1990) [INMET, 1992]. Infelizmente estes dados estão longe do que seria desejável, devido ao reduzido número de estações mantidas em relação a vastidão do território. A situação é pior nas regiões mais inacessíveis do país, onde as estações se concentram nas proximidades dos rios, o que degrada a representatividade regional dos dados.

Os dados das 209 estações meteorológicas do INMET foram utilizados para criar os mapas mensais, em escala de 0,5 grau, através de interpolação Kriging. Os resultados obtidos para a umidade relativa de janeiro e julho estão na figura 6.3 e a temperatura média mensal na figura 6.4. De forma geral, os resultados representam bem o que se esperava. O melhor seria obter o conteúdo de vapor d'água diretamente, de preferência a partir de satélites, com um método mais preciso. [Frouin et al., 1990]

MAPA DE UMIDADE RELATIVA - JANEIRO



MAPA DE UMIDADE RELATIVA - JULHO

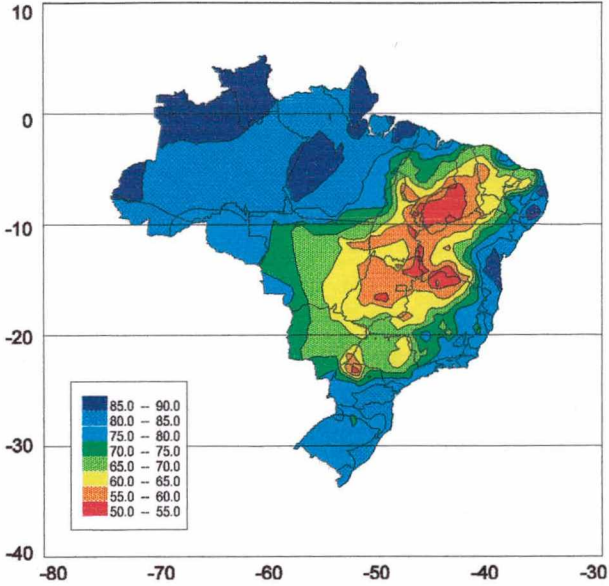
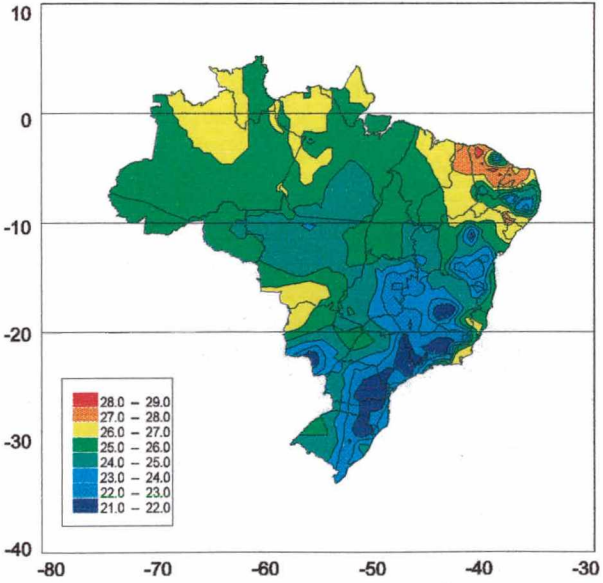


FIGURA 6.3 - Distribuição da umidade relativa do ar

MAPA DE TEMPERATURA - JANEIRO



MAPA DE TEMPERATURA - JULHO

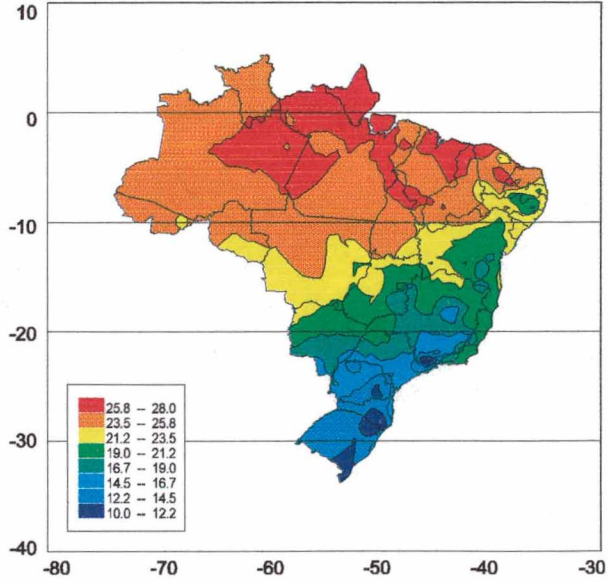


FIGURA 6.4 - Distribuição da temperatura média mensal [°C] para janeiro e julho

6.4 - Visibilidade atmosférica

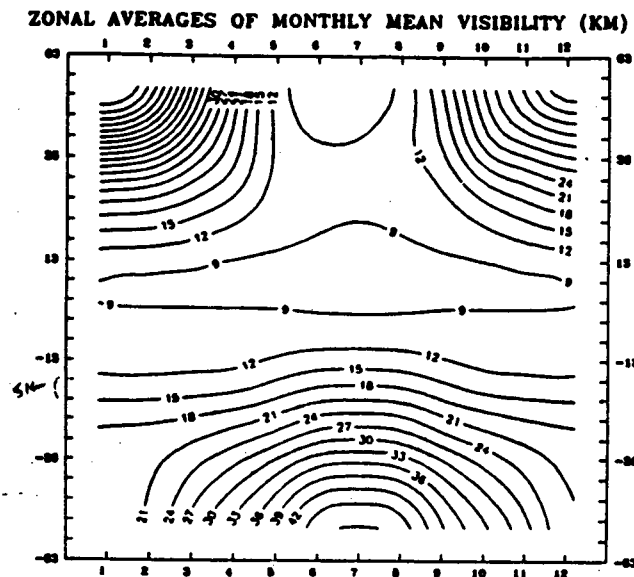


FIGURA 6.5 - Visibilidade atmosférica em função da latitude e mês

O parâmetro visibilidade é o mais difícil de ser trabalhado e não existem informações a respeito, em escala nacional. A solução adotada foi a mesma empregada na África pelos autores de [Stuhlmann et al., 1990], que basearam-se em avaliações zonais. O mapa acima constituiu uma hipótese inicial, ajustada posteriormente com base em medidas de superfície. Este também é o procedimento proposto para a implantação do modelo BRAZILSR no Brasil.

CAPÍTULO 7

IMPORTÂNCIA DOS PARÂMETROS DE ENTRADA

O modelo BRAZILSR é alimentado por vários parâmetros que são utilizados para determinar as características da óptica atmosférica. Em particular, alguns destes parâmetros definem a composição atmosférica, sem o que, o código de transferência radiativa do modelo BRAZILSR não poderá estimar corretamente a transmitância atmosférica, principalmente a de céu claro que como já foi discutido é de suma importância para a acurácia dos resultados finais. Alguns desses parâmetros atmosféricos podem ser estimados de forma simplificada. Outros precisam ser determinados de forma precisa, pois apesar das considerações iniciais do modelo os definiriam como fatores de segunda ordem, apresentam uma forte variabilidade que influencia decisivamente a transmitância de céu claro. Os principais parâmetros tratados dessa forma são, o conteúdo atmosférico de vapor d'água precipitável (W_{H_2O}), a visibilidade atmosférica (V/S) e o albedo da superfície. A forma utilizada para se obter cada um destes parâmetros é detalhada no próximo capítulo. Neste, se avaliará a importância que a precisão da estimativa de cada um deles têm para a estimativa da transmitância atmosférica total. O objetivo desta análise é fornecer subsídios para avaliar a importância relativa que a precisão dos diversos parâmetros têm entre si. Com isso, se saberá quais parâmetros estão sendo determinados de forma adequada, e quais precisam de um trabalho mais refinado.

7.1 - Avaliação dos parâmetros

A forma sugerida para o trabalho foi a avaliação da sensibilidade que a transmitância atmosférica têm em relação a cada parâmetro. Isto normalmente se faz através do cálculo de coeficientes de sensibilidade. Para estas análises, optou-se por um tratamento mais qualitativo, dada a complexidade da óptica atmosférica e a quantidade de parâmetros com marcada interdependência. Assim, adotou-se valores-base para os quatro parâmetros sob análise e variou-se cada um deles de forma independente, analisando-se o comportamento da transmitância atmosférica calculada pelo código de transferência radiativa do modelo BRAZILSR.

O quarto parâmetro analisado é o ângulo zenital do sol, importante para definir a massa de ar que atenuará a radiação solar. Ele representa principalmente a transmitância Rayleigh da atmosfera. Apesar de não ser um parâmetro atmosférico propriamente dito e ser obtido com exatidão através de cálculos astronômicos, a sua inclusão na análise se justifica para estudar a variação da transmitância atmosférica em função da latitude e estação do ano, assim como para fins de comparação entre os parâmetros, uma informação a mais para se avaliar a influência de cada um. Convém lembrar que a irradiância solar total também depende do cosseno deste ângulo e que este efeito não é considerado nestas análises.

Para executar a análise simplificada proposta, foi preciso arbitrar um valor-base para cada parâmetro e escolher os limites de variação de cada um. Para os limites, procurou-se utilizar valores que representassem as variações tipicamente observadas para as condições reinantes no Brasil. Para os valores-base, optou-se simplesmente por utilizar valores de uma atmosfera com alta transmitância óptica para sol no zênite. O procedimento adotado é adequado ao objetivo proposto, que é obter uma medida qualitativa da importância relativa entre os parâmetros mais importantes. Dentre as limitações desta análise, enfatiza-se que a influência dos diversos parâmetros não é

independente, de forma que os resultados obtidos não possuem validade geral, podendo mudar ligeiramente, em função dos limites e valores-base escolhidos. Por este motivo, uma análise mais refinada deverá levar em conta as condições de cada local. Exemplificando, a sensibilidade da transmitância atmosférica em função, por exemplo da visibilidade, será diferente em regiões secas e úmidas, em altas e baixas latitudes.

Os gráficos abaixo apresentam os resultados obtidos. A seguir será discutido com mais detalhes os critérios adotados para a análise de cada parâmetro, assim como os resultados obtidos.

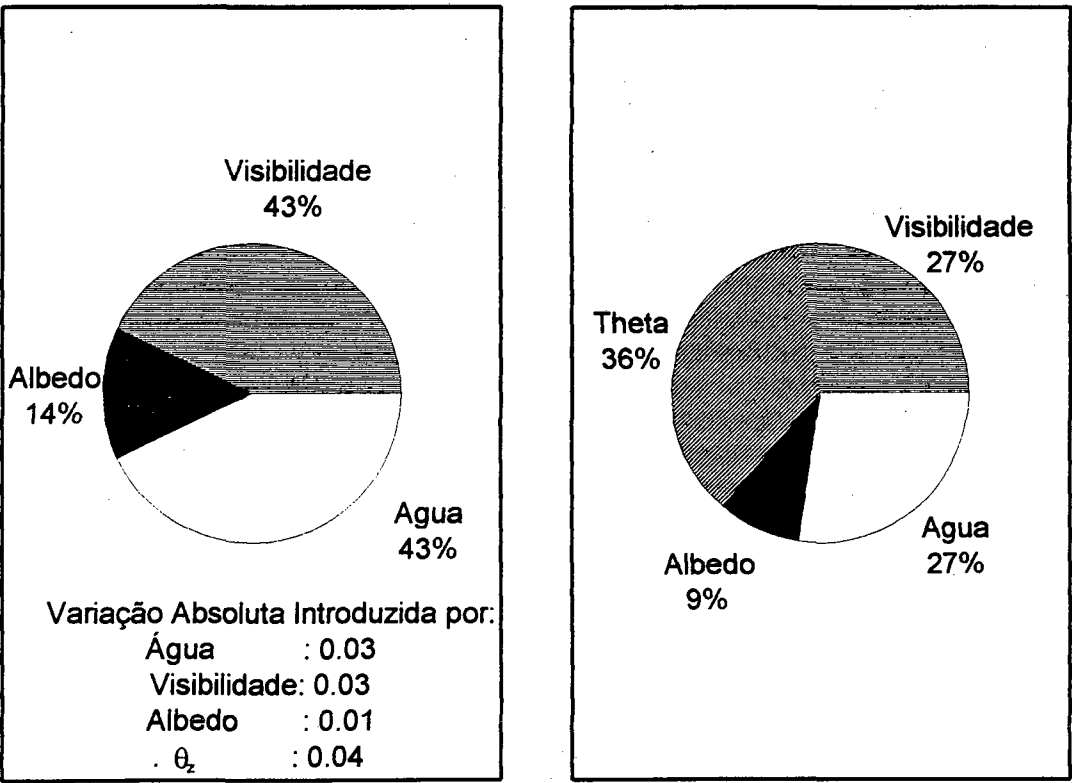


FIGURA 7.1 - Variabilidade de cada parâmetro para a transmitância atmosférica total

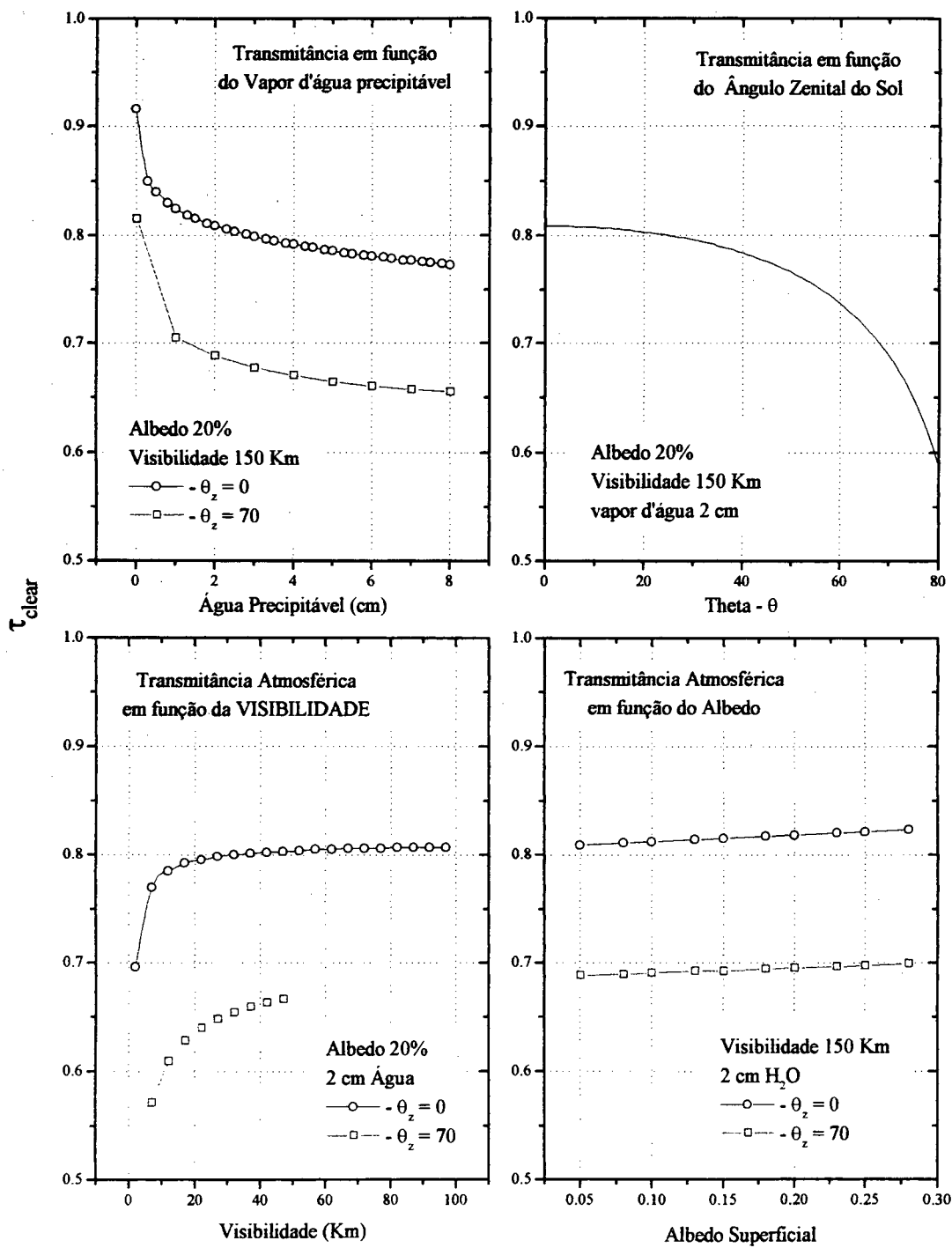


FIGURA 7.2 - A Transmittância atmosférica em função de cada parâmetro de entrada, segundo os cálculos de transferência radiativa do modelo BRAZILSR

7.1.1 - Ângulo de zênite do Sol (θ_z)

O primeiro parâmetro analisado é utilizado para definir a massa de ar que atenuará a radiação solar. Ele representa principalmente a transmitância Rayleigh da atmosfera. Na figura 6.2 a transmitância atmosférica é ilustrada em função deste parâmetro, desde $\theta_z = 0$, sol no zênite, até $\theta_z = 80^\circ$. Para analisar os efeitos deste parâmetro com fins comparativos com os demais, escolheu-se dois extremos que ocorrem na região de São Paulo, ao meio-dia de sol à pino (solstício de verão) e $\theta_z = 47^\circ$, (solstício de inverno). Verificou-se uma variação de 0,04 para a transmitância atmosférica.

7.1.2 - Vapor d'água precipitável (W_{H_2O})

A equação adotada nos modelos IGMK e BRAZILSR para se estimar o conteúdo de Água Precipitável é a equação sugerida por Leckner [Leckner, 1978; Iqbal, 1981] a partir das médias mensais de umidade relativa do ar e temperatura, conforme segue,

$$W_{H_2O} = 0,493 \phi_r p_s / T \quad (7.1)$$

onde ϕ_r é a umidade relativa, T é a temperatura ambiente (K) e p_s é a pressão parcial do vapor d'água, dada pela equação semi-empírica,

$$p_s = \exp[26,23 - 5416/T] \quad (7.2)$$

Para avaliar de forma aproximada os limites de variação de W_{H_2O} no Brasil, optou-se pela utilização de dois casos extremos, o cerrado do planalto central durante o inverno para o extremo seco, e a região Amazônica durante o verão para o extremo úmido. A inspeção dos arquivos climatológicos utilizados para as estimativas forneceu os valores extremos, (lembrar que a equação 7.1 é válida somente para as *médias mensais*). Os resultados são vistos na tabela 7.1 a seguir,

TABELA 7.1 - Estimativa dos valores extremos do conteúdo atmosférico de vapor d'água para o Brasil

	<i>Umidade Relativa</i>	<i>Temperatura</i>	<i>Água Precipitável</i>
Extremo Seco	48 %	21 °C	2,0 cm
Extremo úmido	90 %	28 °C	5,6 cm

Note-se que a transmitância atmosférica apresenta um comportamento assintótico com relação ao vapor d'água (figura 7.2 a). Essa saturação faz com que a transmitância seja mais sensível a variações de W_{H_2O} para as atmosferas secas. Dentro dos extremos obtidos para o país (2,0 e 5,6 cm), o seu comportamento poderia ser aproximado por um ajuste linear, como se observa na figura 7.2 . Dentro destes limites, o vapor d'água é responsável por uma variação de 0,03 na transmitância atmosférica, o que representa 27 % dentro da variação causada por todos os quatro parâmetros ou 43%, considerando-se apenas os 3 parâmetros atmosféricos.

7.1.3 - Visibilidade (VIS)

O parâmetro visibilidade é utilizado para determinar a transmitância atmosférica dos aerossóis, segundo a formulação descrita em [Iqbal, 1983]. Além disso, o código de transferência radiativa do BRAZILSR também precisa da distribuição dos aerossóis com a altitude e das suas propriedades microfísicas. Para tanto utiliza-se uma distribuição padrão em função da altitude e propriedades microfísicas de aerossóis do tipo rural. É também no parâmetro visibilidade que o modelo considera as variações

atmosféricas em função da altitude, através de um acréscimo exponencial da visibilidade.

É difícil avaliar os limites dentro dos quais este parâmetro varia, para as condições reinantes no Brasil, pois há poucos estudos a respeito. Optou-se portanto por utilizar os limites máximo e mínimo do mapa de visibilidade do modelo BRAZILSR. Este mapa, de escala global, obtido por interpolação e avaliações locais a 10° norte e 60° Sul, já foi utilizado pelo modelo IGMK [Stulhmann et al., 1990]. Segundo esta avaliação, a visibilidade do Brasil ao nível do mar, deve ficar entre 9 e 27 km, sendo mais turbida na faixa equatorial durante o verão, e mais límpida ao sul, durante o inverno. Na figura 7.2 temos o comportamento da transmitância atmosférica em função da visibilidade. Observe-se que a transmitância varia rapidamente para atmosferas túrbidas, com visibilidade entre 2 e 18 km, e apresenta um comportamento assintótico daí em diante. Para visibilidades maiores que 50 km, a transmitância atmosférica é praticamente constante, e entre 18 e 50 km, a transmitância atmosférica apresenta um comportamento praticamente linear. A variação deste parâmetro responde por uma modificação na transmitância atmosférica em 0,03, que coincidentemente é a mesma da água precipitável. Nota-se também que a faixa de 9 a 18 km é mais sensível, respondendo pela maior parte da variação total. Por conseguinte, este parâmetro deve ser bem determinado onde a atmosfera for mais turbida, isto é, para as regiões equatoriais, e durante o verão. É importante enfatizar que dados de visibilidade baseados em aerossóis do tipo rural é insuficiente para caracterizar toda a variabilidade e importância dos aerossóis para a óptica atmosférica. Este é antes um recurso limitado, utilizado mediante a indisponibilidade de dados melhores e sujeitos a calibrações posteriores, do que a solução do problema. Destaca-se principalmente a importância da absorção dos aerossóis urbanos, que atenuam significativamente a radiação solar [Moreira, 1996]. Não considerar este fator resulta em desvios sistemáticos nas estimativas em grandes regiões urbanas. É muito provável também que o modelo venha a falhar na região Amazônica e do Planalto central devido à estação de queimadas.

7.1.4 - Albedo de Superfície

O Albedo de superfície influencia a transmitância atmosférica de forma indireta, pois ele participa do processo de múltiplo espalhamento entre superfície e atmosfera. Via de regra, quanto maior o albedo, mais intenso será o múltiplo espalhamento e maior será a transmitância efetiva da atmosfera. Para avaliar a máxima importância deste parâmetro para o caso do Brasil, utilizaram-se os extremos estabelecidos de 5% e 30%, referentes a oceano e deserto. A observância dos mapas preliminares de albedo, compilados a partir de dados da NASA, mostram que não há valores fora dessa faixa. Como se observa na figura 7.2, a transmitância atmosférica é afetada de forma linear, e essa variação é de apenas 0,014, no total. O albedo é o parâmetro que menos influencia na transmitância atmosférica total a céu aberto. O que leva à conclusão de que este parâmetro pode ser obtido de forma simplificada, sem maiores prejuízos para os resultados finais.

CONCLUSÕES

O objetivo geral da dissertação foi estudar o modelo estimador de insolação BRAZILSR a fim de reunir informações importantes para auxiliar na sua adaptação no Brasil. Para cumprir tal objetivo, o estudo envolveu desde os fundamentos da óptica atmosférica, até os detalhes técnicos do código computacional, analisando-se os principais fatores e problemas capazes de degradar as estimativas finais de insolação. Outros objetivos foram: 1) a compilação dos dados climatológicos necessários para alimentar o modelo estimador; 2) a avaliação do grau de aderência das primeiras estimativas obtidas para Florianópolis e, 3) o aperfeiçoamento do modelo, que passou a fornecer resultados igualmente precisos em um tempo computacional trinta vezes menor.

A avaliação das características dos tipos principais de modelos estimadores revelou que os modelos físicos assistidos por satélite são os mais adequados para as condições existentes no Brasil. Além disso, estes são os que possuem o maior potencial de desenvolvimento futuro. São promissoras portanto, as estimativas do modelo BRAZILSR para o Brasil, o que se confirmou nas estimativas preliminares para Florianópolis, onde a média do RMSE obtido para as médias mensais ficou em 5,5%, resultado equivalente aos obtidos pelos melhores modelos atualmente em operação no mundo.

O estudo dos detalhes de operação deste modelo mostrou que, em essência, ele é similar ao modelo anterior da série colônia, o IGMK-Improved. Assim, o modelo BRAZILSR pode ser considerado como um aperfeiçoamento desse modelo, e a sua principal diferença consiste na utilização de um código de transferência radiativa mais complexo, que modela a óptica atmosférica de maneira mais fidedigna. Porém, todo o potencial deste código não está sendo aproveitado, devido à inexistência de dados atmosféricos com o detalhamento necessário para o Brasil. Dada esta limitação,

resolvida pela utilização de médias climatológicas, um código de transferência radiativa mais simples produziria resultados equivalentes.

A análise dos detalhes de operação do modelo estimador levou à sugestão de um aperfeiçoamento importante. O novo algoritmo produziu estimativas igualmente precisas, porém com um tempo de processamento trinta (30) vezes menor. Convém enfatizar que o presente trabalho não foi uma mera melhoria do código computacional, nem tampouco uma aproximação introduzida nas equações de cálculo, mas sim um aperfeiçoamento no método de obtenção dos limites τ_{clear} e τ_{cloud} .

A precisão do modelo estimador é limitada, principalmente, pela precisão do método utilizado para determinar a cobertura efetiva de nuvens, a partir do canal visível (VIS) dos satélites meteorológicos. Dentre as limitações deste método, também conhecido como “VIS-Scaling”, destacam-se a inabilidade para caracterizar univocamente as características ópticas das nuvens. Isso resulta em incertezas maiores sob céu coberto, como se observou nos testes efetuados para Florianópolis, onde o RMSE médio de 5,9% sob céu claro contrasta com o RMSE médio de 13% para céu coberto. Outros fatores que não podem ser desprezados advêm das escalas de espaço e tempo diferentes nas leituras dos satélites e na superfície, e de problemas relacionados ao processamento e tratamento dos dados de satélite.

Os erros aleatórios que surgem nas estimativas de insolação são minimizados por meio de médias mensais, mas os desvios sistemáticos não o são. Assim, o mal-dimensionamento dos limites de normalização (τ_{clear} , τ_{cloud} , $L_{\text{mínimo}}$ e $L_{\text{máximo}}$) têm um efeito indesejável sobre os resultados finais. A análise da influência de cada um revelou que a transmitância atmosférica é mais sensível a desvios relativos em τ_{clear} e $L_{\text{máximo}}$. Porém, não se deve esquecer que $L_{\text{mínimo}}$ é mais sensível a desvios absolutos.

O limite τ_{clear} é calculado pelo código de transferência radiativa a partir de informações atmosféricas, que por sua vez são obtidas de médias climatológicas. O valor de τ_{clear} pode variar consideravelmente, tanto temporal como regionalmente. A análise da importância de cada um dos parâmetros climatológicos que alimentam o

modelo mostrou que, mesmo sendo considerados como fatores de segunda ordem, não são desprovidos de importância. Com isso, os resultados finais podem ser melhorados se estes parâmetros forem mais precisos. Esta conclusão vale especialmente para o caso dos aerossóis, o parâmetro mais importante, se considerarmos que o seu tipo, urbano ou rural, influi consideravelmente na óptica atmosférica. O fato de o modelo considerar apenas o aerossol do tipo rural soma-se às demais incertezas do cálculo de τ_{clear} . Essa observação destaca a importância do ajuste deste parâmetro com base em medidas solarimétricas de superfície, para a condição de céu claro, como é feito em todos os modelos da “série de Colônia”.

Dada toda esta conjuntura, os arquivos criados para alimentar o modelo BRAZILSR adaptado ao Brasil, tais como altitude, albedo, umidade relativa e temperatura se revelam adequados para os objetivos do modelo, que é de fornecer estimativas da média mensal de irradiância solar, para todo o território nacional.

Apesar de todo o trabalho ter sido desenvolvido para um modelo estimador específico e as verificações experimentais terem sido executadas com uma base de dados limitada, muitas das conclusões obtidas possuem uma validade bem mais geral, pois também estão embasadas em estudos e conclusões obtidas por outros pesquisadores, trabalhando com diversos modelos estimadores em todo o mundo. Só para citar um exemplo, as análises do método utilizado para determinar a cobertura de nuvens valem para quase toda uma geração de modelos estimadores, tanto físicos como estatísticos, que fazem uso do canal visível de satélites meteorológicos.

Finalmente, cabe aqui sugerir a repetição da análise estatística exibida com dados do modelo IGMK-Improved, para o modelo BRAZILSR, considerando uma base de dados maior fornecida por radiômetros devidamente calibrados. Essa base de dados, inexistente e indispensável, é uma justificativa para reestruturar a rede de estações solarimétricas no país.

APÊNDICE A

CÁLCULOS DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

Os cálculos de transferência radiativa executados pelo modelo BRAZILSR são baseados na aproximação dos dois fluxos (two-stream), esta técnica é muito utilizada para estimar a transmitância de meios semi-transparentes, especialmente em estudos atmosféricos. Uma descrição detalhada desta (e de outras) aproximações são encontradas em livros didáticos [Liou, 1980]. O código computacional utilizado no BRAZILSR foi desenvolvido por J.Schmetz (1984), que o utilizou para estudar as propriedades radiativas das nuvens, especialmente das chamadas nuvens fracionadas (Broken Clouds). Dentre as características que diferenciam este código dos demais existentes em literatura, as duas principais são a alta resolução espectral dos cálculos, executados para um espectro solar dividido em 135 faixas espectrais, e o número de camadas utilizadas para representar a atmosfera (50 camadas horizontais). A vantagem deste tratamento detalhado reside na possibilidade de utilizar dados atmosféricos mais completos, considerando, por exemplo, a distribuição vertical de cada componente atmosférico, assim como as suas propriedades espectrais. Com tal tratamento, a transmitância atmosférica pode ser estimada de forma mais fidedigna. A sua principal desvantagem reside na massa de cálculos necessários.

O código calcula separadamente a transferência da radiação solar direta e difusa, sendo que a direta é necessária para o cálculo da radiação solar difusa, executada pela aproximação dos dois fluxos. Após isso, as duas frações são somadas, para se obter a radiação solar global. O Albedo (reflectância) da superfície, a espessura óptica das nuvens, e a irradiância solar incidente no topo da atmosfera são condições de contorno que devem ser fornecidas ao código.

A transferência da radiação solar direta é obtida pela lei de Beer:

$$S = I_0 e^{-\tau/\mu_0} \tag{A.1}$$

onde I_0 é a intensidade da irradiância solar extraterrestre, μ_0 é o cosseno de θ , o ângulo de incidência, e τ é a espessura óptica do meio semitransparente. A lei de Beer é simplesmente a solução da equação diferencial que descreve a atenuação da radiação solar direta:

$$\mu_0 \frac{dS}{d\tau} + S = 0 \tag{A.2}$$

A transferência da radiação solar difusa, assumindo simetria azimutal, é descrita pela equação (A.3), e a figura A.1 ilustra as componentes da radiação solar difusa no método dos dois fluxos.

$$\mu \frac{dL(\tau, \mu)}{d\tau} = L(\tau, \mu) - \frac{\tilde{\omega}}{2} \int_{-1}^{+1} p(\mu, \mu') L(\tau, \mu') d\mu' - J(\tau, \mu) \tag{A.3}$$

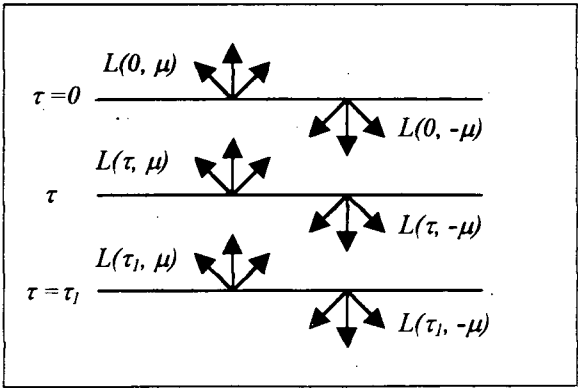


FIGURA A.1 – A radiação solar difusa (L) no esquema do método de dois fluxos

onde L é a intensidade de radiação difusa, μ e μ' os cossenos dos ângulos de espalhamento e incidência em relação à normal (positivo no espalhamento para cima), $\tilde{\omega}$ é o albedo de espalhamento simples, $p(\mu, \mu')$ é a função de fase do espalhamento, e $J(\tau, \mu)$ é a fonte de radiação difusa advinda do espalhamento da irradiância solar direta, dada por:

$$J(\tau, \mu) = \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} S_0 p(\mu, -\mu_0) e^{(-\tau/\mu_0)} \quad (\text{A.4})$$

onde S_0 é a irradiância solar direta incidente em $\tau = 0$. A equação (A.3) representa a variação da irradiância difusa em função de três termos: a atenuação da irradiância difusa ($L(\tau, \mu)$), da parcela desta radiação que é espalhada mas continua a contribuir para o fluxo (fenômeno representado pela integral), e pelo espalhamento da irradiância solar direta ($J(\tau, \mu)$). A equação (A.3) descreve a radiação que vai para cima, para a radiação que vai para baixo, μ é substituído por $-\mu$, e temos:

$$\mu \frac{dL(\tau, -\mu)}{d\tau} = -L(\tau, -\mu) + \frac{\tilde{\omega}}{2} \int_{-1}^{+1} p(\mu, -\mu') L(\tau, -\mu') d\mu' + J(\tau, -\mu) \quad (\text{A.5})$$

A integração da equação (A.3) para os hemisférios superior e inferior, expandindo-se a integral por um somatório, por exemplo, através da fórmula de Gauss na base dos polinômios de Legendre, obtêm-se as equações diferenciais acopladas do métodos dos dois fluxos (two-stream) :

$$\begin{aligned} \frac{dM^+}{d\tau} &= \frac{M^+}{\bar{\mu}} [1 - \tilde{\omega}(1 - \beta)] - \frac{M^-}{\bar{\mu}} \tilde{\omega}\beta - \gamma_1 Q \\ \frac{dM^-}{d\tau} &= \frac{M^+}{\bar{\mu}} \tilde{\omega}\beta - \frac{M^-}{\bar{\mu}} [1 - \tilde{\omega}(1 - \beta)] + \gamma_2 Q \end{aligned} \quad (\text{A.6})$$

onde M^+ e M^- são os fluxos de radiação para cima e para baixo, respectivamente. Temos também que $1/\bar{\mu} = 2$, para a radiação solar, enquanto que os coeficientes de

retroespalhamento (back-scattering) para a radiação solar direta (β_0) e difusa (β) são obtidos a partir da função de fase, após expandi-la em polinômios de Legendre e truncá-la após o segundo termo :

$$p(\mu, -\mu') = 1 + 3g\mu\mu' \quad (\text{A.7})$$

$$\beta_0 = \frac{1}{2} \int_0^1 p(\mu_0, -\mu') d\mu' = \frac{1}{2} - \frac{3}{4} g\mu_0 \quad (\text{A.8})$$

$$\beta = \int_0^1 \beta_0 d\mu = \frac{1}{2} - \frac{3}{8} g \quad (\text{A.9})$$

onde g é o parâmetro de assimetria da função de fase. Nestes cálculos utilizou-se a conhecida aproximação delta para a função de fase (Potter, 1970), que produz resultados melhores para os casos em que a função de fase é altamente assimétrica. A sua utilização é obtida através de uma simples modificação nos parâmetros de entrada do modelo: $\tilde{\omega}$, τ e g .

Para a radiação solar, temos ainda que:

$$\gamma_1 = \beta_0 = 1 - \gamma_2 \quad (\text{A.10})$$

$$Q = \tilde{\omega} S e^{\tau/\mu_0} \quad (\text{A.11})$$

e assim, as soluções das equações (A.6) para os fluxos de radiação solar difusa são:

$$\begin{aligned} M^+ &= C_1 \exp[\varepsilon_1 \tau] + C_2 \exp[\varepsilon_2 \tau] + S \xi_1 \exp[\varepsilon_3 \tau] \\ M^- &= C_1 \frac{a_2}{a_1 + \varepsilon_1} \exp[\varepsilon_1 \tau] + C_2 \frac{a_2}{a_1 + \varepsilon_2} \exp[\varepsilon_2 \tau] + S \xi_2 \exp[\varepsilon_3 \tau] \end{aligned} \quad (\text{A.12})$$

onde os ε_i são os autovalores do sistema de equações diferenciais formado pelas equações (A.6) e a equação diferencial para o fluxo de radiação solar direta, e valem :

$$\varepsilon = \varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = (a_1^2 - a_2^2)^{1/2} \quad (\text{A.13})$$

$$a_1 = \frac{1}{\mu} [1 - \tilde{\omega}(1 - \beta)] \quad (\text{A.14})$$

$$a_2 = \frac{1}{\mu} \tilde{\omega} \beta \quad (\text{A.15})$$

$$\varepsilon_3 = -\frac{1}{\mu} \quad (\text{A.16})$$

$$\xi_1 = \frac{\mu_0(a_1 a_3 + a_2 a_3) - a_3}{\varepsilon^2 \mu_0^2 - 1} \quad (\text{A.17})$$

$$\xi_2 = \frac{\mu_0(a_1 a_4 + a_2 a_3) - a_4}{\varepsilon^2 \mu_0^2 - 1} \quad (\text{A.18})$$

$$a_3 = \tilde{\omega} \beta_0 \quad (\text{A.19})$$

$$a_4 = \tilde{\omega}(1 - \beta_0) \quad (\text{A.20})$$

Como a atmosfera não é homogênea, a espessura óptica (τ) será diferente para cada uma das 50 camadas em que a atmosfera foi dividida, fixando-se as condições de contorno entre as camadas adjacentes, para os fluxos de radiação difusa, temos o conjunto de equações :

$$\begin{aligned} M_i^+(\tau = \Delta\tau_i) &= M_{i+1}^+(\tau = 0) \\ M_i^-(\tau = \Delta\tau_i) &= M_{i+1}^-(\tau = 0) \end{aligned} \quad (\text{A.21})$$

onde o índice de cada camada é contado de cima (topo da atmosfera) para baixo. As equações (A.21) e as condições de contorno no topo da atmosfera (zero de radiação difusa incidente), e na superfície (Albedo), formam um sistema de equações lineares que deve ser resolvido para se obter os coeficientes C_i das equações (A.12).

A cobertura de nuvens é considerada utilizando-se as suas propriedades radiativas: transmitância (T), reflectância (R), e absorptância (A), como condições de contorno entre duas camadas atmosféricas definidas. Ou seja, as nuvens são tratadas como uma camada infinitamente fina colocada entre duas camadas atmosféricas.

Em linhas gerais, estes são os cálculos utilizados no modelo BRAZILSR para estimar a transmitância atmosférica. Apesar do código computacional ser capaz de estimar a transmitância de várias configurações atmosféricas, no que diz respeito às nuvens, ele é utilizado apenas para os casos de céu claro e céu totalmente encoberto por nuvens baixas e espessas, tratamento adequado para os propósitos do modelo.

APÊNDICE B

TESTES ESTATÍSTICOS UTILIZADOS

B.1 - RMSE e MBE

Os erros estatísticos são definidos pela tradicional raiz do erro quadrático médio (root mean squared error - RMSE), e pelo desvio médio (mean bias error - MBE). Foram calculados pelas equações abaixo, segundo procedimento recomendado pela Agência Internacional de Energia (IEA) [Zelenka et al., 1992], conforme segue,

$$RMSE(\%) = \frac{100}{\langle x \rangle} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}} \quad (B.1)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)}{n} \quad (B.2)$$

Onde x_i representa os dados de solo e y_i as estimativas por satélite. $\langle x \rangle$ é a média para todas as medidas de superfície.

B.2 - teste F

Os testes que determinam a equivalência de variâncias são baseados na chamada distribuição F. Ela é a distribuição dos valores esperados para a razão entre as variâncias de pares de amostras, quando estas provêm de uma mesma população normalmente distribuída. A forma exata da distribuição F depende também dos graus de liberdade envolvidos.

Via de regra, a razão F ($F = s_1^2 / s_2^2$) será próxima de 1 para amostras bem similares, e quanto maior for o valor de F , maior a probabilidade das amostras pertencerem a populações diferentes.

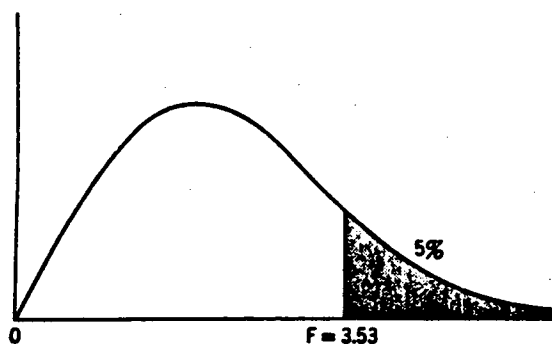


FIGURA B.1 - Exemplo da distribuição F para amostras com 10 e 25 graus de liberdade. A hipótese de igualdade de variâncias será rejeitada com 95% de significância se F for maior ou igual a 3,53

B.3 - Teste t de Student

O teste t estabelece a probabilidade que uma amostra tem de pertencer a uma população especificada. Também é utilizado para testar hipóteses sobre a equivalência de duas amostras.

Estes testes também são bem realizados com o uso da distribuição normal. Mas a maior validade do teste t , advém do fato de a distribuição t levar em conta as incertezas dos parâmetros de amostras e população. Isso combina-se com os graus de liberdade, e resulta na distribuição t , similar à normal, mas um pouco mais alargada que esta.

A estatística t é calculada pela equação

$$t = \frac{\bar{X} - \mu_0}{(s/\sqrt{n})} \quad (\text{B.3})$$

onde \bar{X} é a média da amostra, μ_0 é a média hipotética da população, n é o número de observações e s é o desvio padrão.

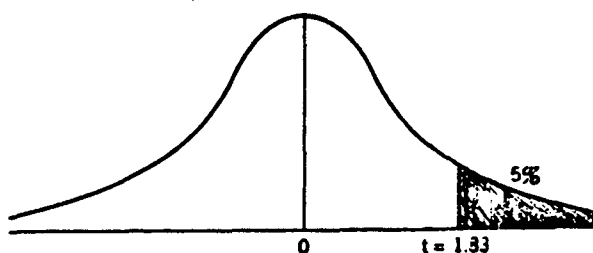


FIGURA B.2 - Esta é a distribuição *t* de Student com 9 graus de liberdade. A hipótese sob teste é rejeitada com significância de 95%, se *t* for maior que 1,83

B.4 - Análise de variância (ANOVA)

O objetivo da análise ANOVA é testar diferenças significativas entre médias. O nome ANOVA advém da forma utilizada para comparar as médias, feita analisando as variâncias dos grupos. O teste porém, permite concluir apenas pela existência ou não de uma média destoante nos grupos em estudo. Para análises mais complexas, capazes de identificar também as causas, existem testes específicos.

Se a comparação realizada for apenas entre dois grupos, um teste ANOVA deverá produzir os mesmos resultados que um teste *t*. A análise de variâncias só é vantajosa, se houverem vários grupos sob análise, e/ou se analisarem simultaneamente os efeitos de vários fatores. A chamada ANOVA - one way é utilizada para se analisar os efeitos de uma fonte de variação, ou seja, uma variável independente. Para analisar várias fontes de variação, utiliza-se a ANOVA - two-way, ou de múltiplas variáveis.

APÊNDICE C

ANÁLISE ESTATÍSTICA DAS ESTIMATIVAS DO MODELO IGMK-Improved NO BRASIL

O modelo IGMK-Improved foi utilizado pelos seus autores para gerar o mapa solarimétrico do continente Africano [Stulhmann et al., 1990]. Mais recentemente, este mesmo modelo foi empregado no Brasil [Pereira et al., 1996]. Uma vez que este modelo serviu de base aos autores para a criação do modelo BRAZILSR, e que estes dois modelos partilham muitas características em comum, as análises desta estimativas podem servir de subsídios às futuras análises de estimativas do modelo BRAZILSR.

Foi efetuada uma análise estatística dos desvios sistemáticos (MBE) observados no mapa solarimétrico obtido, com o objetivo de se identificar as suas possíveis causas. Testes de hipóteses foram executados, utilizando-se informações auxiliares tais como a altitude e o tamanho das cidades. Alta significância estatística foi obtida para a hipótese de que os desvios sistemáticos estejam relacionados com estes parâmetros.

C.1 - Incertezas das estimativas

Os atuais modelos estimadores de insolação possuem uma precisão um tanto limitada, porém adequada a inúmeras aplicações. Eles estão sujeitos a diversas incertezas, responsáveis tanto pelas limitações intrínsecas a estes modelos, como

peios desvios e erros capazes de degradar a acurácia das estimativas. Estes últimos precisam ser identificados e corrigidos, como veremos adiante.

Basicamente, as estimativas de insolação são afetadas por dois tipos de erro. Aqueles de natureza aleatória, e os de natureza sistemática. De forma simplificada, podemos dizer que os erros aleatórios são causados por variáveis atmosféricas mal-controladas pelo modelo estimador. Destacam-se as incertezas envolvidas no imageamento por satélite a variabilidade das nuvens e da atmosfera. Por outro lado, os desvios sistemáticos são causados pelo mal-dimensionamento dos parâmetros médios mensais que definem a composição atmosférica, ou falhas no imageamento do satélite. As nuvens são responsáveis por uma parte da dispersão aleatória das estimativas em torno dos valores exatos. Isso se deve tanto à ampla variabilidade que possuem, (na forma, no tipo, e nas características microfísicas), como ao fato de que a leitura do satélite é incapaz de definir completamente as propriedades ópticas dos campos de nuvens.

Para executar os cálculos de transferência radiativa, o programa é alimentado por parâmetros médios mensais que definem a composição da atmosfera local. Uma vez que é raro se conhecer a concentração e a distribuição dos principais componentes opticamente ativos da atmosfera, como o vapor d'água e os aerossóis, estes precisam ser estimados de alguma forma. Normalmente, por falta de recursos, isto é feito de forma semi-empírica, com base em informações pouco adequadas (como as Normais Climatológicas Brasileiras). O uso de médias mensais implica em desprezar a variação destes componentes durante o mês, além de se estar sujeito às incertezas das equações semi-empíricas utilizadas para estimá-las. Se a composição da atmosfera estiver mal estimada, o resultado será um desvio sistemático nas estimativas de insolação do mês.

Os erros de natureza aleatória não são muito preocupantes, porque são minimizados nas médias mensais de insolação. Os melhores resultados apresentam

erros de 15% para os totais diários e 5% para as médias mensais. Porém, os erros sistemáticos podem degradar consideravelmente estes resultados.

Para resolver o problema dos desvios sistemáticos, quando estes forem causados pelo mal-dimensionamento da composição atmosférica, executa-se um ajuste de ordem estatística. Modificam-se os parâmetros médios mensais que definem a composição atmosférica, de forma que as estimativas de insolação para céu claro concordem com as leituras das estações solarimétricas, a verdade de solo [Stuhlmann, 1995]. Este foi o procedimento adotado na África [Stuhlmann et al., 1990], e na Europa pelo Serviço de Meteorologia Alemão (DWD) [Diekmann et al., 1989].

Já sabemos que a composição atmosférica é representada por meio de médias mensais dos principais constituintes opticamente ativos. Sabemos também que se estas médias estiverem incorretamente determinadas, o efeito será um indesejável desvio sistemático sobre a estimativa da intensidade de insolação. Se for possível descobrir qual, ou quais, valores médios estão mal-determinados e em quanto, será possível trabalhar na correção destes valores, de forma que as estimativas ganhem em acurácia. Este é o fator de importância estratégica à análise estatística dos desvios observados, entre as estimativas preliminares e os dados medidos na superfície.

C.2 - Estimativas do modelo no Brasil

O mapeamento da radiação solar por métodos baseados em satélite são de aplicação relativamente recente no Brasil. Um dos poucos modelos utilizados foi o IGMK-Improved, modelo de origem alemã que já foi utilizado na África [Stuhlmann et al., 1990] e que foi aplicado no Brasil, como parte de um convênio entre o INPE, a UFSC e o governo alemão. [Pereira et al., 1996].

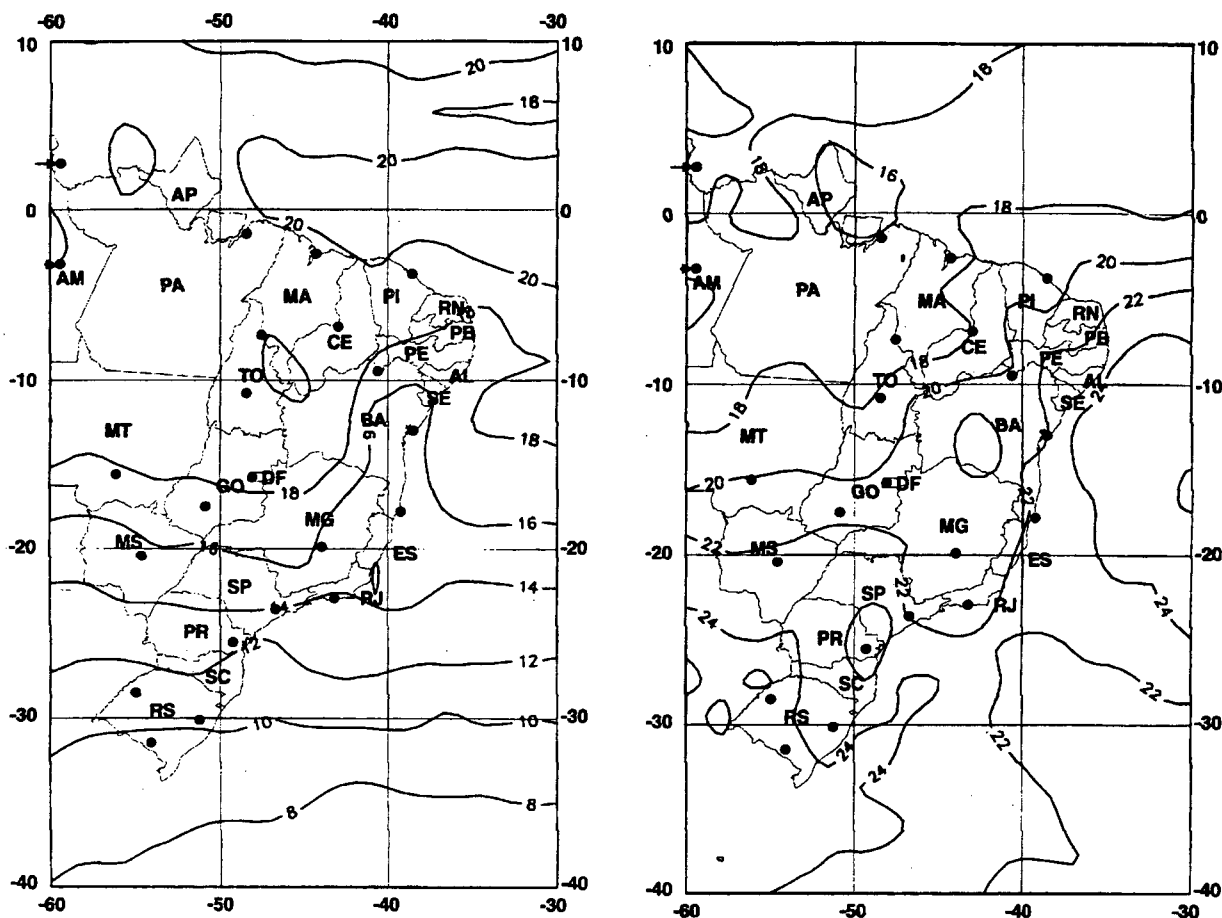


FIGURA C.1 - Isolinhas das médias mensais dos totais diários de radiação solar global durante o inverno (A) e verão (B). Unidades em MJ/m^2 (10^6 Joules por metro quadrado)

O modelo utilizou o canal visível do Meteosat-2, e forneceu as médias mensais de insolação no Brasil para 1985 e 1986. Estas estimativas foram comparadas com os dados das 22 estações solarimétricas do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), então em operação no País. O erro quadrático médio global (RMSE) observado entre as estimativas do modelo e as medidas de superfície foi de 13%, e o MBE médio (desvio sistemático) foi de $1,23 \text{ MJ/m}^2$. Na tabela 1, extraída de [Pereira et al., 1996], estão os resultados obtidos para todos os sítios de validação.

O RMSE total para o Brasil foi de 13%, maior que o obtido com o mesmo modelo para a África (11%) [Stuhlmann et al., 1990]. O MBE foi quase 10 vezes maior, ($1,2 \text{ MJ/m}^2$ contra $0,14 \text{ MJ/m}^2$). Porém, o acréscimo no RMSE foi causado pelos desvios sistemáticos majorados. Se o MBE fosse removido, o RMSE cairia para 11%, idêntico

ao obtido na África. Os autores discutiram sobre as prováveis causas destes desvios, e levantaram diversas hipóteses, destacando-se a possibilidade de algumas estações solarimétricas estarem descalibradas, e distorções no imageamento do satélite [Pereira et al., 1996]. Na figura C.2 observa-se que uma parcela dos dados apresenta uma forte superestimativa, enquanto que os demais não são afetados.

TABELA C.1 - Os erros das estimativas, em comparação com as estações solarimétricas. Os Erros estão expressos em MBE e RMSE

Local da Estação Solarimétrica	Estado	Altitud e (m)	População (censo de 91)	Classificação Alt./Tam.	MBE MJ/m ²	RMSE (%)	Número de Pontos
Boa Vista	RR	90	119 000	Baixa/Pequena	0,78	8,11	5
Belém	PA	24	765 500	Baixa/Grande	0,46	7,20	22
São Luis	MA	51	164 000	Baixa/Grande	2,41	14,7	24
Manaus	AM	72	1 006 000	Baixa/Grande	1,68	14,3	24
Fortaleza	CE	26	743 000	Baixa/Grande	4,34	24,0	24
Floriano	PI	123	43 500	Baixa/Pequena	-0,59	6,33	19
Carolina	MA	193	12 200	Baixa/Pequena	0,58	5,13	13
Petrolina	PE	370	124 000	Baixa/Pequena	0,09	4,11	13
P. Nacional	TO	239	34 500	Baixa/Pequena	-0,09	6,81	13
Salvador	BA	51	2 070 000	Baixa/Grande	0,0	6,92	11
Cuiabá	MT	151	253 000	Baixa/Grande	0,57	7,34	23
Brasília	DF	1160	1 500 000	Alta/Grande	1,45	8,91	24
Caravelas	BA	3	4 200	Baixa/Pequena	-0,45	6,46	22
Rio Verde	GO	746	76 800	Alta/Pequena	3,45	18,5	20
B. Horizonte	MG	850	1 530 000	Alta/Grande	2,76	15,9	17
C. Grande	MS	530	516 000	Alta/Grande	0,19	5,05	20
R. Janeiro	RJ	5	5 474 000	Baixa/Grande	0,91	7,47	24
São Paulo	SP	792	7 219 000	Alta/Grande	4,58	23,8	11
Curitiba	PR	924	842 000	Alta/Grande	2,21	13,8	24
S.L. Gonzaga	RS	245	32 300	Baixa/Pequena	0,47	7,83	24
P. Alegre	RS	47	1 247 000	Baixa/Grande	-0,17	9,34	21
Bagé	RS	242	89 400	Baixa/Pequena	-1,20	7,13	5

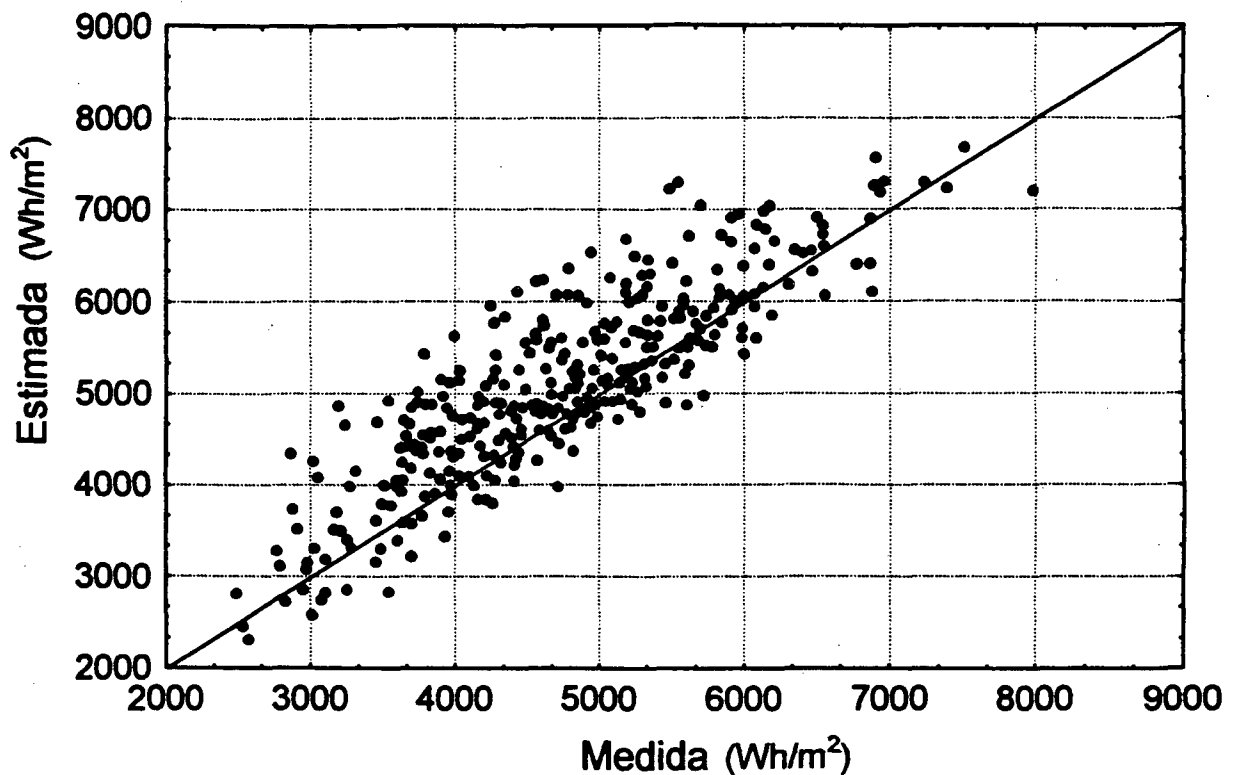


FIGURA C.2 - *Comparação da radiação solar global estimada por satélite com a medida nas estações*

C.3 - Princípios do procedimento estatístico empregado

Todas as análises estatísticas executadas se basearam em um princípio simples; se duas amostras pertencem à mesma população, tanto a sua média como a variância devem ser similares. Caso isso não se verifique, pode-se concluir que as amostras pertencem a populações diferentes. Porém, é necessária uma certa cautela na aplicação destes testes. Se as populações e amostras não forem normalmente distribuídas, as análises carecerão de validade. Felizmente, os erros sistemáticos e aleatórios observados nas estimativas normalmente se comportam como variáveis aleatórias normalmente distribuídas. O que não é surpreendente, pois isto aparece quando um evento é independente do outro, o que não é incomum na natureza.

A natureza aleatória dos fatores que contribuem para os desvios dispersivos observados nas estimativas, por si só são um indício de que esses erros se distribuirão normalmente em torno de algum valor médio. Caso o comportamento não seja normal, provavelmente será multi ou bi-modal, indicando que apenas uma parte dos dados é afetada sistematicamente por algum fator seletivo. Da mesma forma, os desvios de natureza sistemática apresentarão um comportamento de variável aleatória normal, com a diferença que a média da distribuição não estará na origem. A principal variação será entre os sítios de validação e não dentro de cada sítio, como nos desvios aleatórios.

Seguindo este raciocínio, os testes foram realizados separando-se os dados em dois grupos, utilizando o parâmetro em análise como critério como por exemplo, a altitude do local. Os grupos foram tratados como amostras diferentes, analisando-se o seu desvio sistemático (MBE). Se as médias e variâncias dos grupos forem similares, conclui-se que o parâmetro analisado não influi significativamente no grau de aderência do modelo estimador. Caso isso não se verifique, identifica-se um parâmetro que será fonte de dificuldades para o modelo estimador. Pode-se entender melhor este ponto ao se considerar um grupo de cidades, para as quais se atribui algum parâmetro médio mensal constante, por exemplo, o conteúdo de vapor d'água na atmosfera, porém, a média mensal real em cada cidade será um pouco diferente do valor estimado, e essa diferença será uma variável aleatória, pois as diferenças dependerão de inúmeros fatores difíceis de serem avaliados. Por conseguinte, os desvios observados apresentarão uma distribuição normal em torno de alguma média. Cabe ressaltar que os testes estatísticos mais comuns, como o coeficiente de correlação, não são adequados à análise de problemas deste tipo, porque há diversas variáveis contribuindo para os desvios e as correlações diretas ficarão mascaradas sob uma cacofonia de sinais. Sob essas condições, somente os testes de hipóteses poderão revelar relações de causa e efeito.

C.3.1 - Rotina de teste estatístico utilizada

O procedimento para testar hipóteses é estabelecido. Ele pode ser feito com os testes F e t , ou com a análise de variância (ANOVA). Se o teste for entre apenas duas amostras, a ANOVA deve produzir o mesmo resultado que um teste t . No procedimento adotado, o primeiro passo é verificar se as amostras são normalmente distribuídas que é pré-condição para a aplicação dos testes subsequentes. Estuda-se então a igualdade de variâncias, utilizando o chamado teste F , com o nível de significância desejado. Caso as variâncias não sejam significativamente diferentes, a igualdade entre as médias é analisada com o Teste t . Se as médias e variâncias forem similares e o nível de significância for alto, conclui-se que ambas as amostras podem ser provenientes de uma mesma população.

Cabe lembrar que os testes de hipóteses podem apenas rejeitar, com probabilidades especificadas, mas não podem confirmar uma hipótese. A inferência sobre causas e conclusões estão sujeitas a interpretações e questionamentos.

C.4 - Análises estatísticas executadas

Já vimos que as estimativas apresentaram fortes desvios sistemáticos. O que era até esperado, uma vez que não foram efetuados os ajustes estatísticos baseados na comparação com os dados de superfície, como é recomendado pelos autores do modelo. Além disso, é bem sabido que tanto a concentração dos principais componentes da óptica atmosférica, como a variação destes em função da altitude é escassamente modelada. Vários autores já apontaram falhas e dificuldades que os modelos estimadores normalmente encontram, como a variação da insolação em função da altitude, causada por variabilidades no conteúdo de água precipitável e na concentração de aerossóis. [Diekmann et al., 1989; Stuhlmann et al., 1990 ; Zelenka et

al., 1992]. Como os aerossóis atmosféricos possuem uma alta variabilidade temporal e espacial, todos os esforços para caracterizá-los em escala global não têm obtido muito êxito [Coakley, 1982]. Conhecendo-se as possíveis fontes de erros, isto é, conhecendo-se os pontos fracos do modelo estimador, pode-se efetuar diversas análises estatísticas (testes de hipóteses) com o intuito de avaliar quais seriam as prováveis causas dos desvios observados. A preocupação inicial é com as fontes de erros sistemáticos, que possuem efeitos funestos sobre a acurácia das estimativas. As informações obtidas podem fornecer subsídios úteis para um futuro ajuste do modelo.

C.4.1 - Testes em função da altitude

Todos os modelos estimadores que utilizaram o satélite METEOSAT apresentaram erros sistemáticos relacionados com a altitude, especialmente para locais acima de 1000 metros. Este problema normalmente é resolvido com correções estatísticas e/ou semi-empíricas [Zelenka et al., 1992]. Os autores do modelo IGMK Improved utilizaram um aumento exponencial da visibilidade, com o objetivo de resolver este problema [Stuhlmann et al., 1990]. O primeiro teste objetivou a avaliação da relação entre as superestimativas observadas e a altitude dos sítios de validação, conforme dados disponíveis na Tabela C.1. Na avaliação preliminar já se observa que a distribuição obtida no histograma (figura C.3) não é normal, o que já é um indicativo da existência de desvios seletivos. E mais ainda, todas as cidades acima de 700 metros apresentam altas superestimativas. Excluiu-se a estação de Bagé como dado ruim, pois ela possui poucos pontos (5), e estes destoam excessivamente do conjunto total.

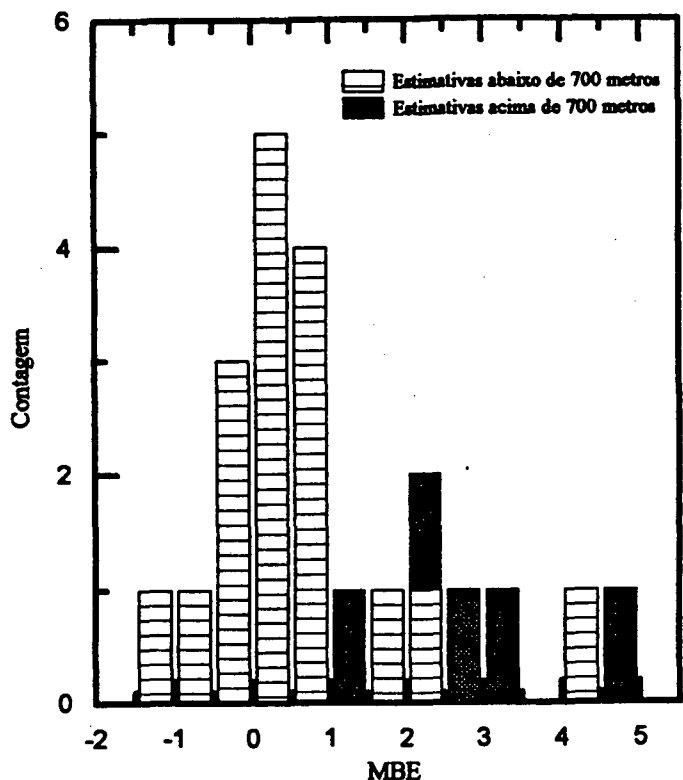


FIGURA C.3 - Histograma dos desvios sistemáticos observados nas estimativas.

Os dados foram separados em dois grupos, para as cidades acima e abaixo de 700 metros. Este valor foi escolhido por se situar no intervalo de altitudes observado nos sítios disponíveis. Vemos na Tabela C.1, que entre 400 e 700 metros existe apenas 1 cidade, (Campo Grande a 550 m). Colocá-la em um ou outro grupo não afetará os resultados finais. A observação do "Box Plot" (figura C.4) para os dois grupos mostra claramente que apesar da variância dos dois grupos ser semelhante, as suas médias são muito diferentes, clara indicação de que o critério utilizado na separação é significativo. O teste *t* executado resultou uma significância maior que 99%.

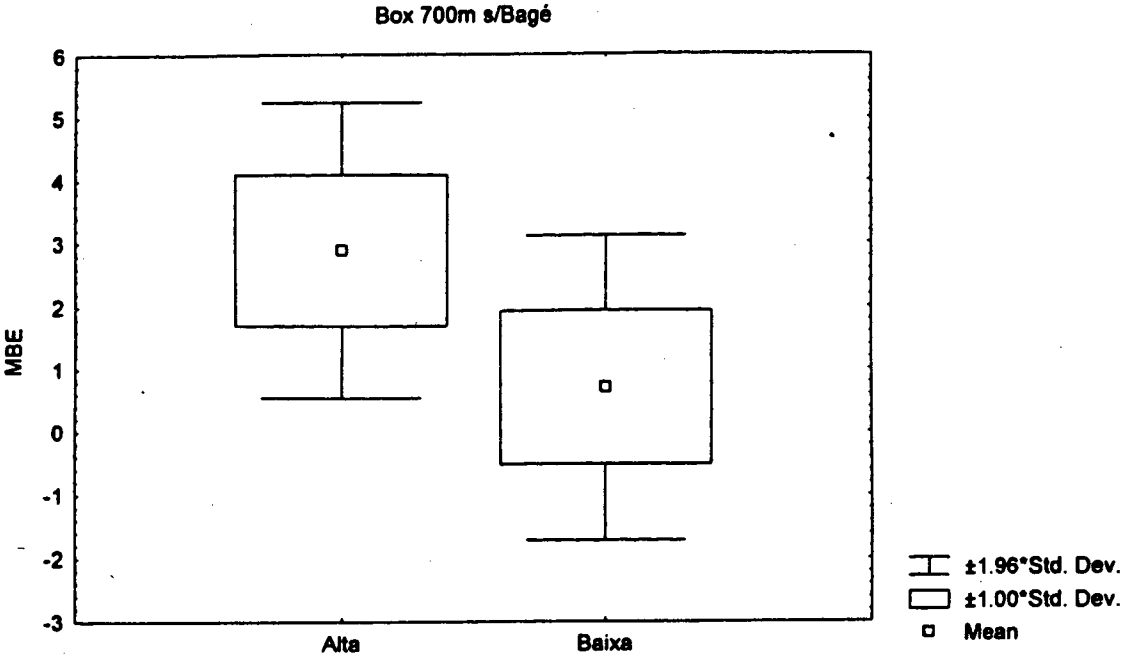


FIGURA C.4 - "Box Plot" dos desvios sistemáticos (MBE) observados na Tabela C.1, separados em dois grupos: para estações acima e abaixo de 700 metros de altitude

TABELA C.2 - Resultados do teste t aplicado nos dois grupos (locais acima e abaixo de 700 m)

	Número de casos	MBE médio MJ/m ²	Desvio Padrão do MBE
Locais acima de 700 metros	5	2,9	1,2
Locais abaixo de 700 metros	16	0,7	1,2

	Valor de t	Graus de Liberdade	Razão F	Nível de Significância
MBE	3,49	19	1,06	99,8%

O teste t só é válido se os dois grupos forem normalmente distribuídos e os 16 pontos do grupo de baixa altitude não o são (figura C.5). O teste poderia ser executado para o logaritmo destes valores que são normalmente distribuídos, mas se adotou outra estratégia. Como apenas três pontos destoam da distribuição normal e os três possuem características comuns, decidiu-se retirá-los desta análise. O procedimento se justifica na observação de que estes pontos correspondem às cidades de São Luís, Fortaleza e Manaus, todas situadas em latitudes muito próximas, (alguns parâmetros do modelo são estimados em função da latitude, por exemplo, a visibilidade). Considerando que as três cidades estão sob a influência de algum fator de erro desconhecido, responsável pelos erros sistemáticos majorados, justifica-se a sua momentânea retirada. A distribuição resultante está na figura C.6, onde agora temos dois grupos normais bem estabelecidos.

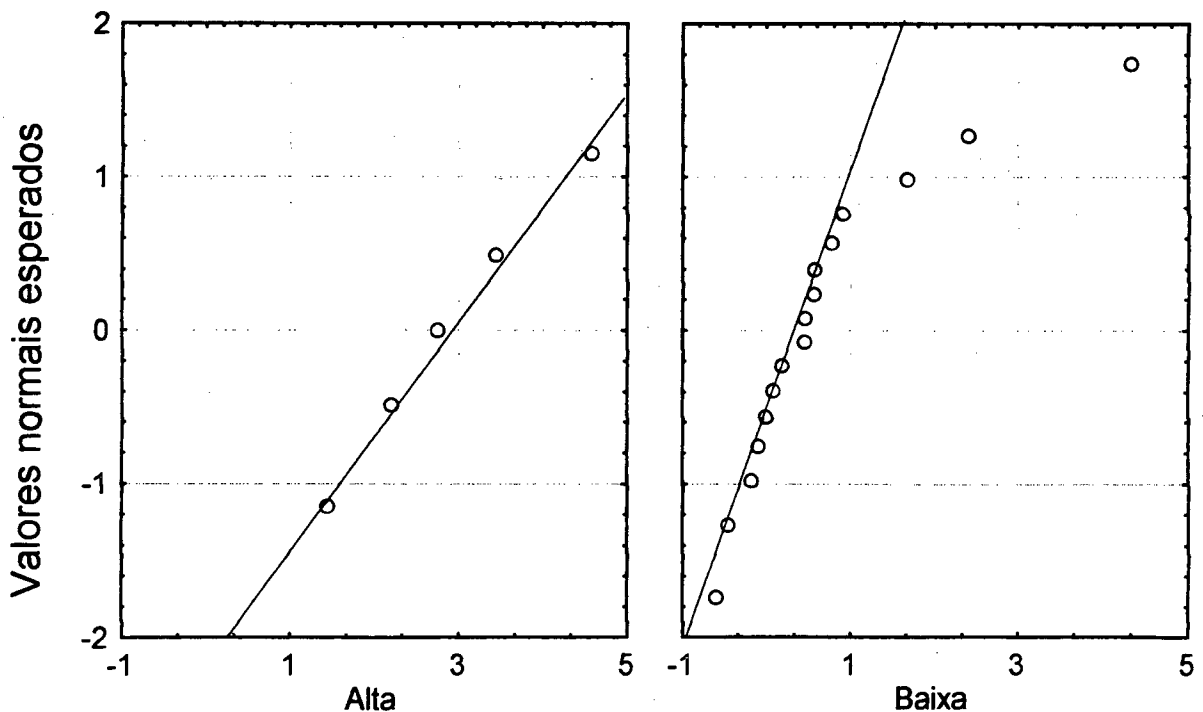


FIGURA C.5 - Gráficos da distribuição normal dos dois grupos

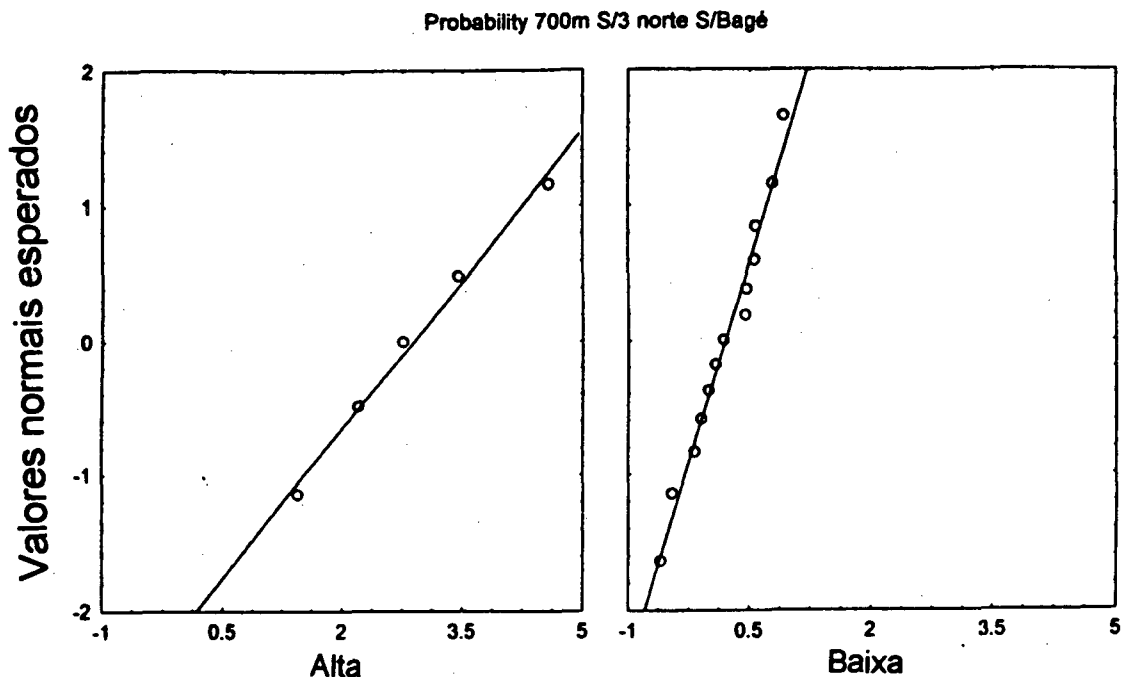


FIGURA C.6 - *Curva de distribuição normal esperada após excluir os Pontos correspondentes a Manaus, São Luís e Fortaleza*

O novo Box Plot (figura C.7) mostra que os erros sistemáticos para as 13 cidades baixas são bem menores que as das cidades altas. Observa-se na comparação dos dois grupos que tanto as médias como as variâncias são tão díspares que um teste t sequer pode ser aplicado. Este resultado é uma boa evidência de que o modelo empregado apresenta dificuldades em estimar a insolação de localidades situadas acima 700 metros de altitude.

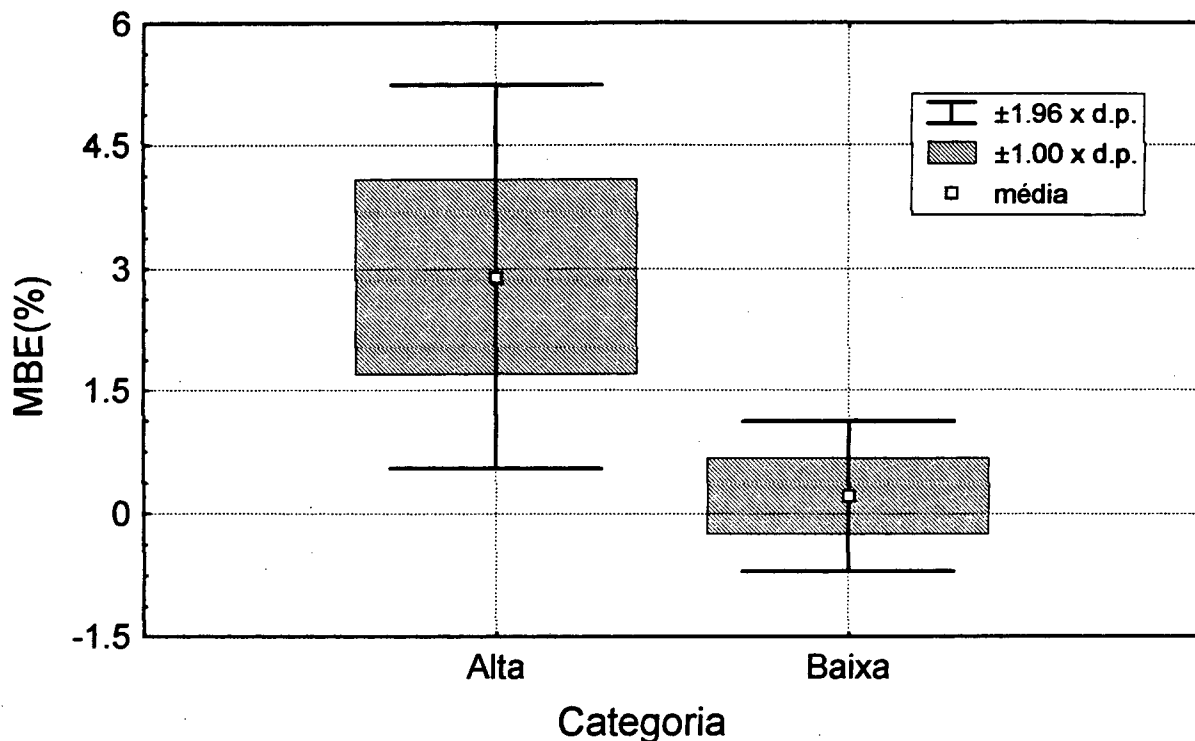


FIGURA C.7 - Box Plot do MBE observado nas cidades acima e abaixo de 700m de altitude

C.4.2 - Testes em função da altitude e tamanho das cidades

Existem outros fatores que reconhecidamente causam problemas ao modelo estimador, além da altitude. O tipo de aerossol atmosférico é um deles. Próximo ao mar, existe uma maior concentração de aerossóis do que no interior dos continentes. Essa concentração tende a diminuir com o aumento de altitude e pode ser muito grande em centros urbanos. Além disso, o aerossol tipo oceânico tem propriedades ópticas diferentes do tipo rural, que por sua vez é diferente do aerossol urbano. Este último, costuma ser bem diferente dos anteriores, apresentando forte absorção radiativa. [Plana-Fattori, 1996]

Uma vez que o modelo assume que todos os aerossóis são do tipo rural, desconsiderando tanto as propriedades ópticas diferentes como a maior concentração existente nos grandes centros urbanos, é de se esperar que o modelo superestime a insolação sobre estes centros. Cabe então uma análise sobre duas variáveis independentes, o tamanho das cidades e a altitude delas. Para tanto, os dados foram separados em quatro grupos, segundo dois critérios, cidades altas e baixas, divididas pelo limite de 700 metros, e cidades grandes e pequenas, onde as grandes são basicamente as capitais. A análise pode ser efetuada por uma ANOVA two-way, ou por testes t aplicados sobre cada variável independente. A figura C.8 revela que os quatro grupos possuem distribuições aproximadamente normais, onde as discrepâncias observadas podem ser efeito do reduzido número de pontos em cada grupo, ou de outros problemas que afetem as estimativas. A seguir apresenta-se o resumo das médias estatísticas dos quatro grupos, e o seu Box Plot (figura C.9).

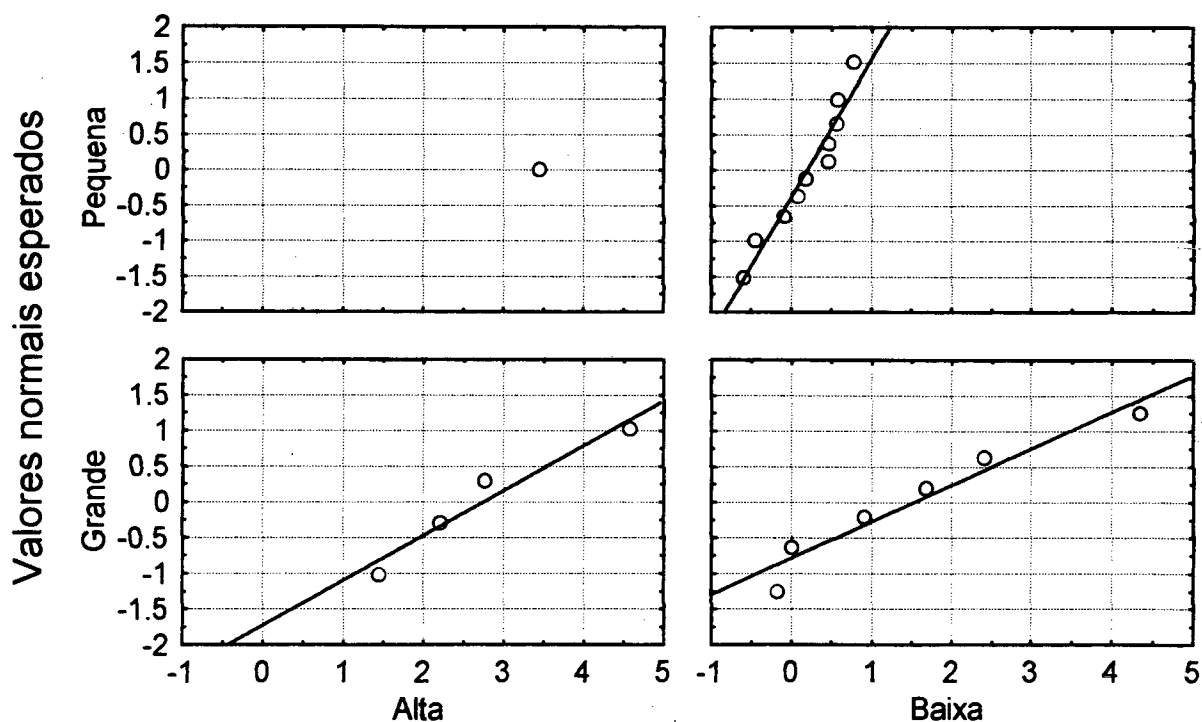


FIGURA C.8 - Distribuição normal dos quatro grupos de dados, classificados por altitude e tamanho das cidades

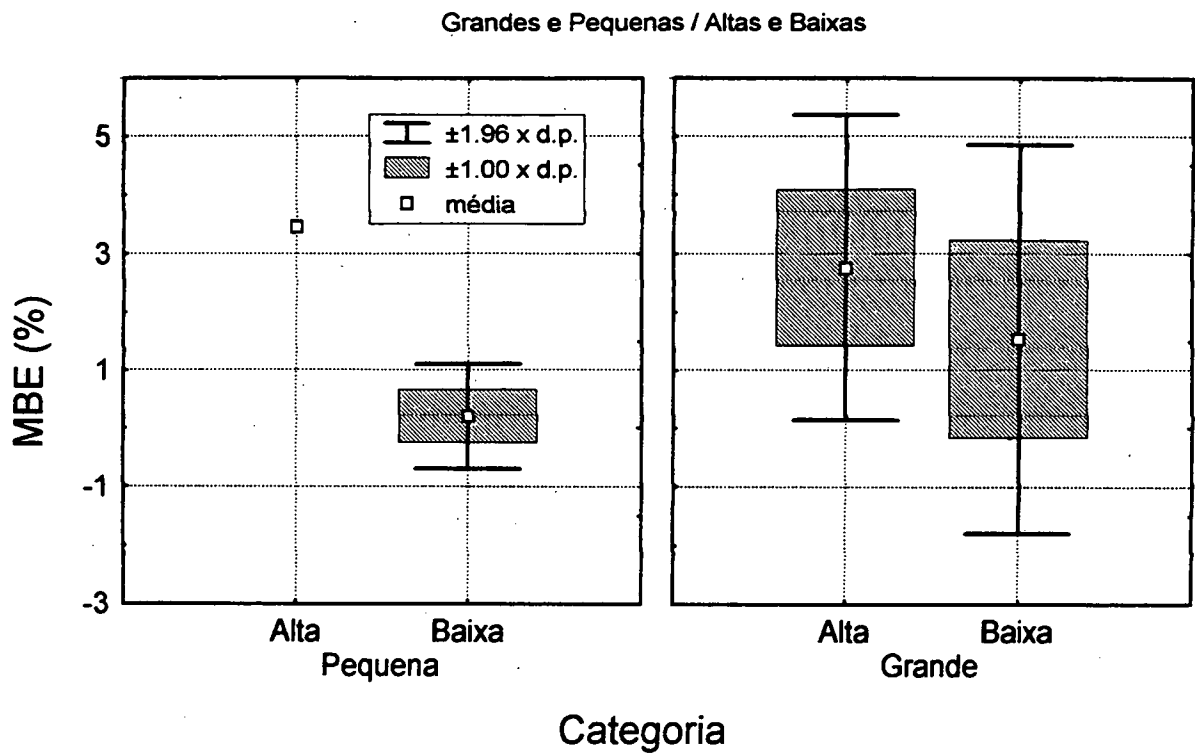


FIGURA C.9 - Box Plot para o MBE dos quatro grupos

TABELA C.3 - Sumário das médias estatísticas para os quatro conjuntos de dados

	MBE médio	Número de casos	Desvio padrão
Cidades Pequenas	0,5	11	1,1
Altas	3,5	1	0,0
Baixas	0,2	10	0,5
Cidades Grandes	2,0	10	1,6
Altas	2,8	4	1,3
Baixas	1,5	6	1,7
Totais	1,2	21	1,5

TABELA C.4 - Resultados do Teste *t* para os dois grupos de Cidades Grandes

	<i>Valor de t</i>	<i>Graus de Liberdade</i>	<i>Razão F</i>	<i>Nível de Confiança</i>
M.B.E.	1,21	8	1,61	74%

Já foi evidenciado que o MBE das cidades grandes (mais que 150.000 habitantes) diferem significativamente das pequenas, e que o MBE das cidades altas é maior que o observado nas cidades baixas (tabela C.3). O único ponto que pode suscitar alguma dúvida fica por conta dos efeitos de altitude sobre as cidades grandes. No “Box Plot” da Figura C.9 e no sumário das médias estatísticas dos quatro grupos, observa-se que o desvio padrão dos dois grupos de cidades grandes são equivalentes à diferença entre suas médias. Os resultados do Teste *t* resultaram em níveis de confiança de apenas 74%, longe dos 95% normalmente exigidos.

Estes resultados não invalidam as análises. Ao observarmos o grupo de cidades grandes e baixas, vê-se que ele inclui os três pontos problemáticos da análise inicial, e um destes pontos (Fortaleza) possui um desvio que destoa fortemente do conjunto. Supondo-se que pode haver algo de errado com este sítio em particular, este foi retirado do conjunto e a análise foi refeita.

No Box Plot resultante (figura C.10) vemos que tanto o desvio padrão como a média das baixas diminuíram sensivelmente, e o teste *t* fornece um nível de confiança de 94%, uma boa melhoria contra os 74% originais.

TABELA C.5 - Resultados do Teste *t* para os dois grupos de cidades grandes, após a retirada de Fortaleza

	<i>Valor de t</i>	<i>Graus de Liberdade</i>	<i>Razão F</i>	<i>Nível de Significância</i>
M.B.E.	2,21	7	1,47	94%

TABELA C.6 - Sumário das médias do teste t sem Fortaleza

	MBE médio	número de casos	Desvio padrão
Cidades Altas	2,8	4	1,3
Cidades Baixas	1,5	6	1,7

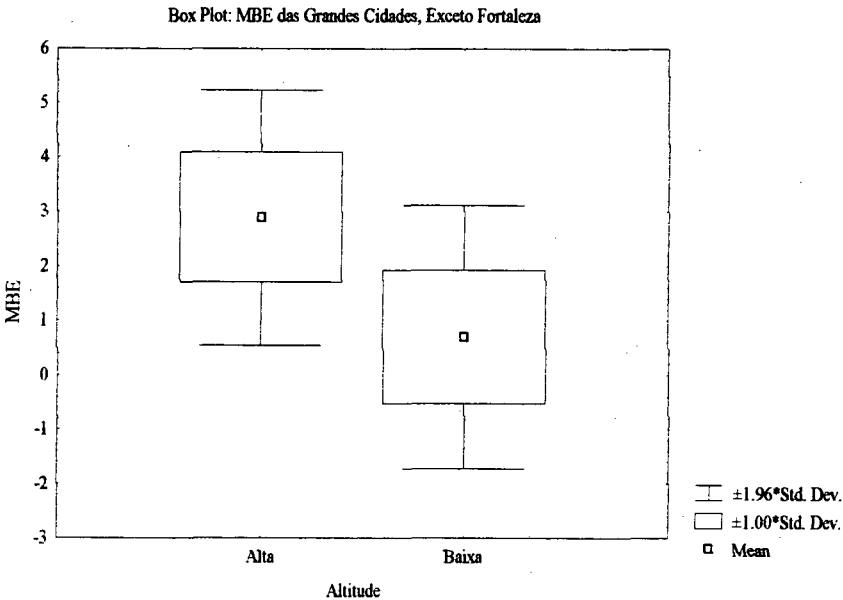


FIGURA C.10 - Box Plot do MBE observado nas grandes cidades, após a retirada do ponto problemático de Fortaleza

O resultado leva à conclusão de que a interferência da altitude sobre o Bias das estimativas existe, embora seja necessário refinar e seleccionar os dados para que os efeitos apareçam com 94% de significância. Já o efeito do tamanho das cidades é evidente e todos os testes resultaram em significâncias maiores que 99% .

C.5 - Discussão

As cidades pequenas a baixa altitude são as mais numerosas (10 casos) e correspondem a menores erros. O seu MBE médio foi de $0,2 \text{ MJ/m}^2$ como se vê no sumário dos resultados. Este é o caso em que o tipo de aerossol coincide com o assumido no modelo e não há o efeito da altitude. Os bons resultados obtidos são evidência da aderência do modelo, na circunstância em que os parâmetros de entrada são adequados. Infelizmente só há um caso de cidade pequena a grande altitude, o que limita a análise. Apesar disso, este único ponto corrobora a conclusão de que a altitude é fator de erro sistemático, pois o seu MBE é mais de 15 vezes maior que o MBE médio das cidades baixas.

No caso das grandes cidades, observamos que a variância dos MBEs é grande, e o fator altitude é menos evidente. No entanto, após se desprezar um ponto, os resultados foram significantes na faixa de 10%. A grande variança dos dois grupos, em comparação com a diferença entre as médias das cidades grandes e altas e das grandes e baixas, sugere que a variabilidade introduzida pelos aerossóis urbanos é maior do que as diferenças induzidas pela altitude. Isto concorda com as conclusões do Serviço de Meteorologia Alemão (DWD), que analisou uma base de dados muito mais completa [Diekmann et al., 1989]. Embasado nestas análises, conclui-se que tanto a altitude como o tamanho das cidades são fatores responsáveis por pelo menos uma boa parte dos desvios sistemáticos observados. Ilustrativamente, o MBE médio das grandes cidades foi quatro vezes maior que o das pequenas, assim como o das cidades altas em relação às baixas. Os três pontos problemáticos, Manaus, Fortaleza e São Luís, que foram descartados da análise de altitude, deixaram de ser problemáticos, exceto Fortaleza quando se considerou também o tamanho das cidades, o que é coerente com as conclusões finais. Cabe ainda uma ressalva quanto à importância relativa dos dois fatores, altitude e tamanho das cidades. Como há apenas uma cidade pequena e alta, e o conjunto mais numeroso é justamente o de cidades pequenas e baixas, os testes em função da altitude acabam por trazer embutidos informações

associadas ao tamanho das cidades. Isto não muda as conclusões finais, mas pela observação de gráficos como a figura C.7, pode parecer que os efeitos de altitude são mais importantes que os relacionados ao tamanho das cidades, e que os testes efetuados não permitam tal conclusão. Enfatiza-se por outro lado, que não está descartada a interferência de outros fatores, que somados aos dois analisados também sejam responsáveis por desvios. Por exemplo, algumas das estações podem estar mal-calibradas e em locais com persistência (ou carência) de nebulosidade. A cobertura de nuvens determinada por satélite tende a produzir desvios sistemáticos, devido à problemas intrínsecos à técnica. Tais fatores podem ser críticos, por exemplo, durante o inverno no cerrado brasileiro, em algumas regiões do nordeste. Atento também para o fato de que toda a análise foi baseada nas médias anuais dos desvios sistemáticos, e isto limita a análise, pois a média anual esconde informações que podem surgir apenas nas médias mensais.

Como comentário final, reitera-se que os testes lineares como o coeficiente de correlação não são capazes de evidenciar as relações identificadas através dos testes de hipóteses executados. Esta é a grande vantagem dos testes utilizados, úteis como ferramenta auxiliar tanto ao processo de calibração do modelo, como para a própria validação dos resultados, por serem capazes de extrair tais informações da massa de dados.

REFERÊNCIAS:

Abreu S.L.; E.B. Pereira; S. Colle; P. Couto. "Validação e Modelo para Estimção da Radiação Solar Incidente na Superfície Utilizando Imagens de Satélite", XIII Congresso Brasileiro e II Congresso Ibero-Americano de engenharia mecânica, Belo Horizonte (MG), Dezembro de 1995.

Araí N. e E.C. Moraes. "Radiação Solar: Comparação entre Dados de Radiação por Satélite e Estações do DNMET", VII Congr. Bras. Meteorologia, São Paulo – SP, *Anais* v.1 (1992) 188-194.

Brooks D.R., E.F. Harrison, P. Minnis, J.T. Suttles and R.S. Kandel (1986), "Development of Algorithms for Understanding the Temporal and Spatial Variability of the Earth's Radiation Balance", *Rev.Geophys.*, 24, 422-438

Cano D., J.M. Monget, M. Albuisson, H. Guillard, N. Regas, and L.A. Wald (1986), "Method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data." *Solar Energy*, 37, 31-39.

Ceballos J.C. (1993), "Brilhos Extremos em Imagens METEOSAT-4 (VIS) na Área Paraibana.", *Anais*, 2, 323-327, VII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – Curitiba.

Ceballos J.C. e G.B.A. Moura (1992), "Estimativa de Nebulosidade Mediante Satélite; Um Estudo de Alcances e Limitações do Método", *Anais*, 1, 127-131, VII Congr. Bras. de Meteorologia - São Paulo, SP.

Cess R.D., M.H. Zhang, P. Minnis, L. Corsetti, E.G. Dutton, B.W. Forgan, D.P. Garber, W.L. Gates, J.J. Hack, E.F. Harrison, X. Jing, J.T. Kiehl, C.N. Long, J.J. Morcrette, G.L. Potter, V. Ramanathan, B. Subasilar, C.H. Whitlock, D.F. Young and Y. Zhou (1995), "Absorption of Solar Radiation by Clouds: Observations versus Models", *Science*, 267, 27 January.

CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) (1996). Página na Internet: .

Coakley J. and P. Chylek (1974), "The Two-Stream Approximation in Radiative Transfer, Including the Angle of the Incident Radiation", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32, 409-418

Coakley J. A., R.D. Cess and F.B. Yurevich (1983), "The Effect of Tropospheric Aerosols on the Earth's Radiation Budget: A Parameterization for Climate Models", *J. Atmos. Sci.*, 40, 116-138.

Davis C. J. (1973), "Statistics and Data Analysis in Geology", 550 pp, John Wiley & Sons, Inc., New York.

Desbois M., G. Seze and G. Szejwach (1982), "Automatic Classification of Clouds on METEOSAT Imagery: Application to High-Level Clouds.", *Journal of applied Meteorology*, 21, 401-412

Deer V.E. (1980), "Attenuation of Solar Energy by High, Thin Clouds", *Atmos. Environment*, 14(6), 719-729.

Diak G.R. and C. Gautier (1983), "Improvements to a Simple Model for Estimating Insolation from GOES Satellite Data", *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(3), 505-508.

Diekmann F.J. et al (1988), "An Operational Estimate of Global Solar Irradiance at Ground Level from METEOSAT Data", *Meteorol. Rdsch.*, 41, 65-79.

Duffie J.A. and W.A. Beckman (1980), "Solar Engineering of Thermal Processes", Wiley, New York, USA.

Frouin R., P.Y. Deschamps and P. Lecomte (1990), "Determination from Space of Atmospheric Total Water Vapour Amounts by Differential Absorption near 940 nm: Theory and Airbone Verification", *Journal of Applied Meteorology*, 29, 448-460.

Gautier C., G. Diak and S. Masse (1980), "A Simple Physical Model to Estimate Incident Solar Radiation at the Surface from GOES Satellite Data", *Journal of Applied Meteorology*, 19, 1005-1012.

Goody R.M. e J.C.G. Walker (1975), "Atmosferas Planetárias", Edgard Blücher, São Paulo, Brasil.

IBGE (1995), "Listagem de Cidades e Vilas do Brasil", Banco de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística,

INMET (1992), "Normais Climatológicas (1961-1990).", Departamento Nacional de Meteorologia, Brasília, Brasil.

Iqbal M. (1983), "An Introduction to Solar Radiation", Academic Press, New York.

Kandel R. et Y. Fourquart (1992), "Le Bilan Radiatif de la Terre", *La Recherche*, 23,

Kessler M.C. e O. Corbella (1978), "Mapas da Média Mensal dos Totais Diários de Radiação Global para o Estado do Rio Grande do Sul", II congresso latino-americano de Energia Solar, João Pessoa – Paraíba.

Lacis A.A. and J.E. Hansen (1984), "A Parameterization for the Absorption of Solar Radiation in Earth's Atmosphere", *Journal of atmospheric Science*, 31, 118-133.

Leckner B. (1978), "The Spectral Distribution of Solar Radiation at the Earth's Surface - Elements of a Model", *Solar Energy*, 20(2), 143-150.

Liou K.N. (1980), "An Introduction to Atmospheric Radiation", *Academic Press*, New York, USA.

Miller D. B. and R. G. Feddes (1971), "Global Atlas of Relative Cloud Cover", *US National Environmental Satellite Service and USAF Environmental Technical Applications Center*, AD 739434 - Rep No 1, Washington, DC, 140 pp.

Moraes E.C. (1986), "Comparação Entre Métodos de Estimativas da Radiação Solar: Satélite/Convencional", *Dissertação de mestrado*, São José dos Campos, INPE-4025-TDL/242.

Moreira D. S. , A. Plana-Fattori (1996), "Comparando Modelos de Aerossol Urbano, IX Congresso Brasileiro de Meteorologia", Campos do Jordão, SP, Brasil.

Möser, W. and E. Raschke (1983), "Mapping of Global Radiation and of Cloudiness from METEOSAT Image Data", *Meteor. Rundsch.*, 36, 33-41.

Noia M., C.F. Ratto and R. Festa (1993), "Solar Irradiances Estimation from Geostationary Satellite Data: I. Statistical Models, II. Physical Models", *Solar Energy* , 51, 449-465.

Nunes G.S., R.G. André, R.L. Vianello e V.S. Marques (1979), "Estudo da Distribuição de Radiação Solar Incidente sobre o Brasil", *Revista Brasileira de Armazenagem*, Viçosa, 4(2), 5-30.

Orselli L. (1980), "Atlas Solarimétrico do Estado de Santa Catarina: Radiação Solar Global", NAE – UFSC, Florianópolis, SC, Brasil.

Palz W. (1981), "Energia Solar e Fontes Alternativas", ed. Hemus Ltda (SP-Brasil).

Plana-Fattori A., G.F. Fisch, M. Januário e O.M.R. Cabral (1987), "Turbidez Atmosférica: Resultados Preliminares para Tucuruí (PA) e Questões Ligadas à sua Avaliação", *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2(1), 119-131.

Pereira E. B., S.L. Abreu, R. Stuhlmann, M. Rieland and S. Colle (1996), "Survey of the incident Solar Radiation in Brazil by use of Meteosat Satellite Data", *Solar Energy*, 57(2), 125-132.

Pereira E. B., S.L. Abreu, P. Couto, W.G. Almeida and S. Colle (1996), "Estimation of the Incident Solar Radiation by Radiative Transfer Model During SCAR-B", *SCAR-B Proceedings (Kirchhoff)*, ed. V.W.J.H., 208 pp, TRANSTEC EDITORIAL, São Paulo.

Potter J.F. (1970), "The Delta-function Approximation in Radiative Transfer Theory", *J. Atmos. Sci.*, 27, 943-949.

Ramanathan V. (1987), "The Role of Earth Radiation Budget Studies in Climate and General Circulation Research", *Journal of Geophysical Research*, 92(D4), 4075-4095.

Ramanathan V., B. Subasilar, G.J. Zhang, W. Conant, R.D. Cess, J.T. Kiehl, H. Grassi and L. Shi (1995), "Warm Pool Heat Budget and Shortwave Cloud Forcing: A Missing Physics?", *Science*, 267, 499-503.

Raschke E. and H. J. Preuss (1979), "The Determination of the Solar Radiation Budget at the Earth's Surface from Satellite Measurements", *Meteor. Rundsch.*, 32, 18-28.

Rossow W.B., L.C. Garder and A.A. Lacis (1989), "Global Seasonal Cloud Variations from Satellite Radiance Measurements. Part I: Sensitivity of analysis", *Journal of Climate*, 2, 419-458.

Schmetz J. (1984), "On the Parametrization of the Radiative Properties of Broken Clouds", *Tellus*, 36A(5), 417-432.

Schneider S.H. (1989), "The Changing Climate", *Scientific American*, Setember, 38-47.

Science (1995), "News & Comments: NASA mission gets down to Earth", 269, 1208-1210.

Siegel R. and J.R. Howel (1981), "Thermal Radiation Heat Transfer", *McGraw-Hill*, New York, USA.

Stuhlmann, R., M. Rieland and E. Raschke, (1990), "An Improvement of the IGMK Model to Derive Total and Diffuse Solar Radiation at the Surface from Satellite Data", *Journal of Applied Meteorology*, 29(7), 586-603.

Treut H. et R. Kandel (1992), "Que Nous Apprennent les Modèles du Climat ?", *La Recherche*, 23(243), 572-583.

Twomey S. (1977), "Atmospheric Aerosols", ISBN 0-444-F1527-0, Elsevier, Amsterdam.

Zelenka, A., et al. (1992), "Techniques for Supplementing Solar Radiation Network Data", Technical Report, *International Energy Agency*, # IEA-SHCP-9D-1, Swiss Meteorological Institute, Krahbühlstr. 58, CH-8044 Zurich, Switzerland.